

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Криосфера Земли, 2006, т. X, № 4, с. 74–94

<http://www.izdatgeo.ru>КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ШЕЛЬФЕ
И НА ПОБЕРЕЖЬЕ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

УДК 551.350.54:551.345

ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ВОСТОЧНЫХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ РОССИИ:
ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ТЕНДЕНЦИИ

М.Н. Григорьев, С.О. Разумов, В.В. Куницкий, В.Б. Спектор

*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН,
677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 1, Россия, grigoriev@mpi.ysn.ru*

Изучены основные факторы и закономерности динамики арктических берегов в изменяющихся мерзлотно-климатических условиях. Аналитически решено уравнение состояния льдистых морских берегов и формализована зависимость их устойчивости к внешним воздействиям от летних температур и льдистости отложений. Выявлены функциональные связи между активностью деструктивных береговых процессов, тепловым ресурсом сезона протаивания и повторяемостью разрушительных штормов. Установленные закономерности использованы для прогнозирования динамики берегов арктических морей в связи с предполагаемыми изменениями мерзлотно-климатических условий.

Динамика берегов, уравнение состояния, гамильтоновский формализм, прогноз, средняя летняя температура, повторяемость штормов, приливообразующие и нутационные силы

DYNAMICS OF THE RUSSIAN EAST ARCTIC SEA COAST:
MAJOR FACTORS, REGULARITIES AND TENDENCIES

M.N. Grigoriev, S.O. Razumov, V.V. Kunitzkiy, V.B. Spektor

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, 677010, Yakutsk, Merzlotnaya str., 1, Russia, grigoriev@mpi.ysn.ru

Climatic, geocryological, geological and hydrodynamic conditions and available data on Arctic coast dynamics are analyzed. The basic laws of ice-rich coast development in varied geocryological and climatic conditions are investigated. Functional connections of coastal destructive cryogenic processes activity with summer air temperature and storms recurrence are revealed. The forecast of ice-rich coast rate retreat for the Laptev Sea and East-Siberian Sea is executed in connection with prospective changes of climate in XXI century.

Coastal dynamics, state equation, Hamiltonian formalism, forecast, mean summer air temperature, recurrence of strong gales, tide generating and nutation forces

ВВЕДЕНИЕ

На побережье арктических морей активно взаимодействуют атмосфера, море и криолитозона. Наиболее эффективное и опасное проявление этого взаимодействия, приводящее часто к неожиданным и катастрофическим последствиям для хозяйственных прибрежных сооружений, – эрозия льдистых берегов, которая широко развита в восточном секторе Российской Арктики. Деструктивные криогенные процессы здесь протекают значительно активнее по сравнению с другими арктическими морями, поскольку около одной трети общей протяженности (15 000 км) береговой линии морей рассматриваемого региона занимают береговые уступы (клифы), сложенные весьма неустойчивыми к воздействию моря и климатичес-

ким колебаниям породами (плейстоценовым ледовым комплексом). Надо отметить, что на побережье Северного Ледовитого океана отложения этих комплексов встречаются главным образом в пределах восточных арктических морей.

Проблема динамики береговой зоны морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского имеет важное научное и практическое значение. Их берега отличаются максимальными скоростями разрушения и продуцируют большое количество поступающих в акватории наносов (по разным оценкам, 130–153 млн т обломочного материала ежегодно, в том числе более 4 млн т органического углерода). В исследуемом регионе береговая составляющая привносимых в море терри-

генных осадков в несколько раз превышает твердый речной сток, что, по существу, меняет подходы к изучению формирования баланса наносов на арктическом шельфе.

Количественные оценки современных берегоформирующих процессов и прогноз темпов береговой эрозии в связи с предполагаемыми изменениями климата Арктики могут оказаться весьма полезными для эффективного решения многих экологических и инженерно-геологических проблем. Например, полученные в ходе исследований материалы свидетельствуют о влиянии эрозии льдистых берегов на углекисло-карбонатное равновесие вод восточных арктических морей и эмиссию парниковых газов в прибрежных районах активного криогенеза. Это позволяет поставить деструктивные береговые процессы в ряд основных факторов развития арктической прибрежно-шельфовой экосистемы, активно влияющих также на формирование региональных климатических условий.

Поэтому одной из важнейших задач исследований является оценка динамики льдистых морских берегов и количественное описание закономерностей развития деструктивных береговых криогенных процессов в условиях изменчивости мерзлотно-геологических и климатических характеристик. Вместе с тем изученность динамики берегов остается еще очень слабой. Различными методами исследовано около 600 км береговой линии в пределах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Это составляет 4 % общей ее протяженности или 12 % протяженности берегов, сложенных ледовым и термокарстовым комплексами.

Общая продолжительность исследований восточно-арктических берегов около 180 лет. Для большинства изученных участков побережья интервалы наблюдений составляют от 4–5 до 20–30 лет и только на нескольких – более 50 лет. Около половины имеющихся в литературе данных получены разовыми измерениями на местности, остальные – методами анализа повторных аэрофотоснимков и инструментальных съемок, а также измерениями на реперных сетях. Основная часть кондиционного фактического материала получена в 1963–2004 гг. в береговой зоне моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря Институтом мерзловедения СО РАН и международными экспедициями в рамках российско-германского сотрудничества при непосредственном участии авторов.

Разработка надежных методов прогноза динамики берегов арктических морей должна опираться на базу сопряженных во времени и пространстве фактических данных, представляющих комплексную информацию по береговым криогенным процессам и характеристикам природных условий. Накопление и анализ таких данных формируют основу для выявления количественных закономерностей

динамики берегов в целом и зависимостей скорости переработки мерзлых берегов от различных (активных и пассивных) факторов в частности.

Теоретические и экспедиционные исследования, проводимые по проекту 14.5 Программы № 14 Президиума РАН, существенно расширили знания о факторах и закономерностях динамики береговых криогенных процессов, протекающих на фоне глобальных изменений климата. Получены новые данные по мерзлотно-геологическому строению и темпам разрушения берегов исследуемых морей. Установлена функциональная связь активности берегоформирующих процессов со средней летней температурой воздуха и повторяемостью штормов. Разработана прогностическая математическая модель динамики льдистых арктических берегов в нестационарных климатических условиях.

Основными природными факторами, определяющими динамику береговой криолитозоны, являются термические и циркуляционные характеристики климата, гидродинамическая активность, колебания уровня моря, мерзлотно-геологическое строение и морфология берегов, объемная льдистость и особенности состава толщ, вмещающих подземные льды.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ДИНАМИКИ БЕРЕГОВ

Положение в высоких широтах, непосредственная близость обширного континента и свободное сообщение с Центральным арктическим бассейном – факторы, определяющие климатические условия рассматриваемых морей. Их климат формируется под воздействием нескольких барических образований: сибирского антициклона – с юга, гребня полярного антициклона – с севера, ложбины исландского циклона – с запада. Кроме того, в формировании климата Чукотского моря принимает участие алеутский циклон. Все эти стационарные барические образования наиболее ярко выражены в зимний сезон. Летом погода неустойчивая, облачная, с частыми дождями.

Среднегодовая температура воздуха закономерно изменяется в меридиональном и широтном направлениях. На побережье моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря она варьирует от $-13,2$ до $-15,4$ °С, далее в восточном направлении постепенно повышается и достигает -8 °С в районе о. Уэлена. Среднегодовая температура воздуха существенно меняется от года к году в соответствии с колебаниями приходящей солнечной радиации и циркуляционных характеристик. Амплитуда температурных колебаний на Северо-Востоке России составила в XX в. около 3 °С (рис. 1). Для изучения устойчивости льдистых бе-

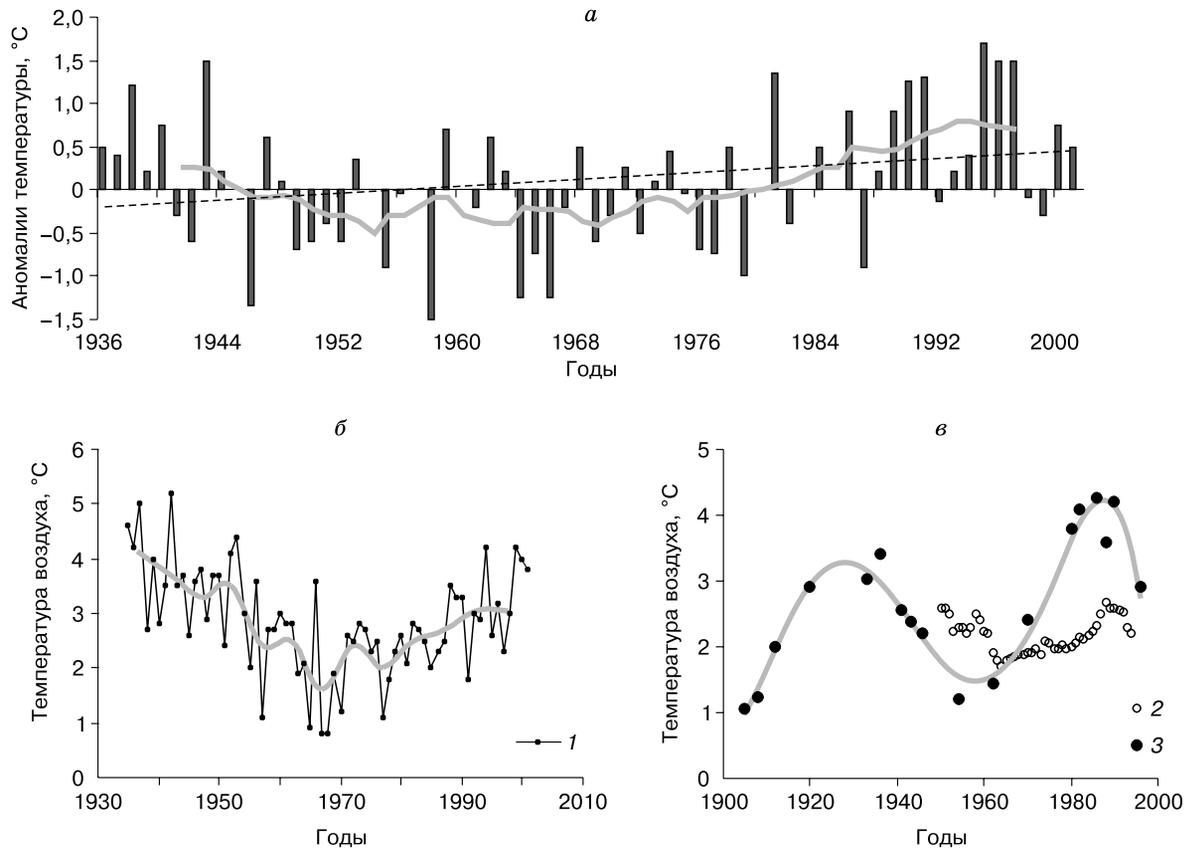


Рис. 1. Многолетние изменения аномалий среднегодовой температуры воздуха на Северо-Востоке РФ (а), средней температуры воздуха за апрель–октябрь (б) и июль–сентябрь (в):

1 – на побережье восточных арктических морей и прилегающих северных территориях; 2 – над арктическими морями; 3 – на восточно-арктическом побережье. Жирная кривая – сглаженные колебания, штриховая прямая – линейный тренд.

регов к воздействиям моря и закономерностей их динамики важны многолетние вариации температур воздуха в теплую половину года и сезон динамической активности акваторий (июль–сентябрь). На всех сглаженных кривых максимальные средние температуры отмечаются в 1930–1940-х и 1990-х, минимальные – между 1950 и 1970 г. При построении графиков использовались данные [Советская Арктика..., 1946; Климатологический..., 1961; Справочник..., 1966, 1967; Советская Арктика..., 1970; Алексеев и др., 2000; Груза и др., 2002].

Тип и интенсивность атмосферной циркуляции над рассматриваемыми акваториями обусловлены особенностями распределения атмосферного давления, которому соответствуют основные характеристики ветрового режима. Среднеголетнее барическое поле над восточными арктическими морями отражает взаимодействие упомянутых стационарных и сезонных барических образований. Ложбина исландского циклона обычно проникает вплоть до восточной границы моря Лаптевых, формируя на его побережье зону западных

ветров. Южная периферия полярного антициклона и западная периферия алеутского циклона обуславливают преобладание восточных и северо-восточных ветров у побережья Чукотского моря и восточной половины Восточно-Сибирского моря.

В сезон динамической активности морей градиент атмосферного давления над акваториями в целом направлен с севера на юг. Над всеми восточными арктическими морями преобладают слабые ветры северной части горизонта, включая западные и восточные направления. На юге Чукотского моря зачастую отмечаются южные и юго-восточные ветры. Средняя летняя скорость ветра 4–6 м/с, максимальные значения достигают 25–28 м/с. Абсолютный максимум скорости ветра 34 м/с [Мустафин, 1961]. Наиболее часто повторяются западные (14–27%), северо-восточные (12–26%) и восточные (12–22%) ветры.

Процесс эрозии берегов реализуется при штормовых ветрах морских румбов скоростью более 10 м/с, которые генерируют волнение, направленное к побережью [Разумов, 2000]. Повторяе-

Таблица 1. Среднеголетняя повторяемость (%) ветров со скоростью более 10 м/с в береговой зоне восточных арктических морей России в июле–сентябре [Климатологический..., 1961]

Районы побережья восточных арктических морей	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
М. Арктический – м. Челюскин	1,0	1,9	3,3	1,2	1,6	3,3	5,1	2,4
М. Челюскин – устье р. Хатанги	0,7	2,1	2,5	1,6	0,8	4,1	6,8	1,0
Устье р. Хатанги – Оленекский залив	0,5	1,1	1,0	1,0	1,1	3,0	4,5	1,3
Дельта р. Лены и губа Буор-Хая	0,6	0,7	1,0	0,9	1,1	3,2	4,0	1,6
Янский залив	0,6	1,5	1,5	0,7	0,7	2,3	3,0	1,2
Селляхская губа – о. Мал. Ляховский	0,8	2,0	2,1	1,2	0,8	2,0	4,1	1,5
О-ва Котельный и Нов. Сибирь	1,1	1,2	2,4	5,0	2,3	2,2	2,0	2,5
О. Бол. Ляховский – устье р. Индигирки	0,7	2,9	2,8	0,8	0,4	1,4	3,2	1,0
Устье р. Индигирки – устье р. Колымы	0,3	4,6	3,3	0,5	0,6	2,1	2,0	1,2
Устье р. Колымы – о. Айон	0,2	4,2	4,5	0,8	0,6	1,6	1,7	1,4
О. Айон – м. Биллингса	0,3	1,8	7,2	1,6	0,4	0,8	1,9	1,3
М. Биллингса – м. Шмидта	0,6	0,9	3,7	1,9	0,2	0,4	2,1	4,6
М. Шмидта – Колочинская губа	1,5	0,8	0,7	1,7	3,1	2,0	1,5	6,5
Колочинская губа – о. Уэлен	4,9	0,9	0,6	1,0	8,2	5,7	0,6	4,0

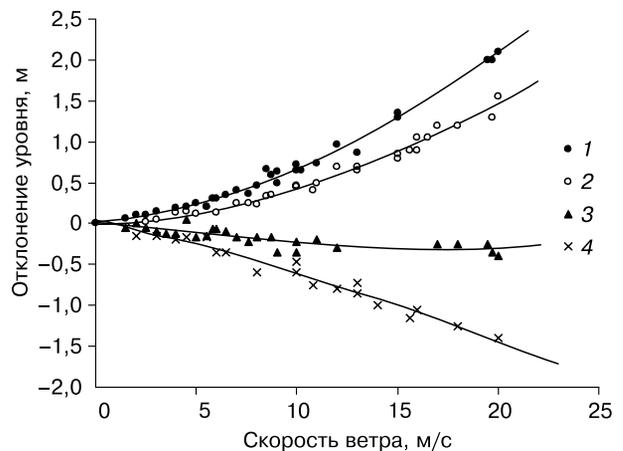
мость указанных ветров по отдельным румбам на побережье рассматриваемых морей в целом не превышает 5–8 % (табл. 1). Преобладают восточные, северо-восточные, северо-западные и западные ветры с повторяемостью в разных районах 2–7 %. На юге Чукотского моря значительной повторяемостью отличаются северные штормовые ветры, в районе Новосибирских о-вов – юго-восточные. В морях Лаптевых и Восточно-Сибирском самая низкая повторяемость у северных и южных штормовых ветров, в Чукотском море – у восточных и западных.

Колебания уровня восточных арктических морей складываются из многолетних, сезонных, приливных и сгонно-нагонных. По оценке Р.К. Клиге [1987], средний уровень этих морей в XX в. поднимался со скоростью около 2 мм/год. На восходящей ветви длительных изменений среднего уровня имели место межгодовые флуктуации с более короткими периодами – от 3–5 до 19 лет [Воробьев, 1969]. По данным 12 метеостанций, расположенных от м. Челюскин до о. Колочин, наибольшая амплитуда этих колебаний составляет в разных частях морей от 0,16 до 0,30 м. С учетом тенденций длительных изменений и 19-летних колебаний к середине XXI в. уровень моря может превысить современный среднеголетний на 0,25 м.

Сезонные колебания уровня выражены хорошо, но не превышают 0,4 м даже в устьях рек, где отмечаются наибольшие значения. Приливные колебания в рассматриваемых морях невелики, но выражены также достаточно хорошо. Вблизи побережья высота приливов обычно 0,1–0,2 м. Максимальная высота сизигийных приливов может достигать 0,3–0,5 м.

Самые значительные колебания уровня обусловлены сгонно-нагонными явлениями. Чаше

всего они наблюдаются в августе–сентябре. Для восточных арктических морей ветры северной и западной четвертей горизонта вызывают нагоны, ветры южных и восточных румбов – сгоны. Однако могут возникать нагоны и сгоны местного характера, не соответствующие фазам этого явления по всему побережью в связи с влиянием конфигурации берегов. Амплитуда сгонно-нагонных колебаний достигает 3–4 м и более. Минимальный уровень, зафиксированный при сгонах, на 1,3–1,5 м ниже среднего. Максимальная высота нагонов у побережья превышает среднеголетний уровень на 2–3 м [Суховей, 1986].



Направления ветров: 1 – ЗСЗ, СЗ, ССЗ; 2 – С, ССВ, СВ; 3 – ВСВ, В, ВЮВ; 4 – ЮВ, Ю, ЮЗ.

Наши наблюдения на двух временных водомерных постах в районе м. Крестовский и данные метеостанции о. Дунай на северо-западе дельты Лены показали, что при ветрах северной четверти скоростью 15–20 м/с высота нагонов достигала 1,4–2,1 м (рис. 2). Сгоны наблюдались как при ветрах южных направлений, так и при восточном ветре скоростью более 10 м/с.

Морские льды постоянно присутствуют в восточных арктических морях, оказывая существенное влияние на динамику их берегов, процессы формирования рельефа и накопления осадков в береговой зоне и на шельфе. Только в августе и сентябре некоторая часть акваторий на юге очищается ото льда. Наиболее раннее льдообразование отмечается в конце сентября–начале октября на мелководных прибрежных участках, в заливах, лагунах, бухтах и устьях рек. Ширина припая вдоль побережья изменяется от нескольких десятков до нескольких сотен километров. Мощность однолетних льдов к концу зимнего сезона колеблется от 2,0–2,6 м в море Лаптевых до 1,5–1,8 м в Чукотском море. На участках торошения их мощность может достигать нескольких десятков метров [Грищенко, 1976]. В прибрежных районах наблюдаются одно- и двухлетние льды толщиной 1,3–3,0 м. В северной части моря Лаптевых и к востоку от устья р. Колымы встречаются многолетние льды (арктический пак), толщина которых достигает 4 м и более [Суховей, 1986].

Среднегоголетняя граница паковых льдов от восточной оконечности п-ова Таймыр простирается в северо-восточном направлении почти до

края материковой отмели севернее о. Котельный. Затем она поворачивает на юго-восток и проходит по Восточно-Сибирскому морю около восточной окраины о. Новая Сибирь к м. Бол. Баранов на материковом побережье. Далее она следует вдоль побережья в нескольких десятках километров от него до Колочинской губы, где резко меняет направление на северо-западное и достигает о. Врангеля. От острова граница паковых льдов простирается через Чукотское море в северо-восточном направлении до границы шельфа и далее вдоль нее к морю Бофорта.

Разрушение припайных льдов начинается в мае на приустьевых участках крупных рек и в Беринговом проливе, но интенсивное их таяние происходит в июне–июле. В течение летне-осеннего сезона границы дрейфующих льдов разной сплощности испытывают значительные перемещения к северу от побережья. Обычно во второй половине июля в южных частях акваторий образуются обширные пространства открытой воды. В августе–сентябре все исследуемые акватории наиболее свободны ото льда.

В прибрежных районах северо-западной части моря Лаптевых и в восточной части Восточно-Сибирского моря на положение границы дрейфующих льдов сильное влияние оказывают Таймырский и Айонский массивы многолетних льдов. В этих районах даже в самые теплые годы сплощные дрейфующие льды в течение летне-осеннего сезона не удаляются от берега более чем на 100–200 км. В неблагоприятные по ледовой обстановке годы они располагаются значительно южнее их

Таблица 2. Климатические и ледовые условия летне-осеннего сезона в береговой зоне восточных арктических морей

Море	Средняя летняя температура воздуха, °С		K_6 , %	T_6 , сут	$S_{л}$, %	ζ , км	P_{Σ} , %	$P_{м}$, %
	по данным наблюдений с судов	по данным береговых станций						
Лаптевых								
западная часть	1,93	2,3	14	51	60	250	13,8	5,3
восточная часть	2,9	3,5	20	73	30	400	14,3	6,0
Восточно-Сибирское								
западная часть	2,5	3,0	18	66	40	300	13,4	6,3
центральная часть	1,8	2,4	13,5	49	70	180	13,3	4,9
восточная часть	1,31	2,07	10	37	90	30–70	13,2	4,2
Чукотское								
западная часть	1,2	1,6	9	33	90	30–100	12,5	4,6
центральная часть	2,50–4,03	3,2–4,5	18–27	66–99	40–15	350	29,0	8,2

Примечание. K_6 – коэффициент безледного времени; T_6 – продолжительность безледного времени; $S_{л}$ – площадь акватории, занятая сплощными дрейфующими льдами в летне-осенний сезон; ζ – среднее за безледный период расстояние границы дрейфующих льдов от берега; P_{Σ} – суммарная повторяемость штормов всех направлений; $P_{м}$ – суммарная повторяемость штормов морских румбов. Использовались материалы Певекского и Тиксинского УГКС, ледовых разведок, данные из [Климатологический справочник, 1961], данные М.К. Гавриловой [1981], В.А. Совершаева [1981], Г.В. Алексеева с соавт. [2000].

среднегодовой границы в августе–сентябре, иногда – вблизи берегов в течение всего периода динамической активности акваторий.

В море Лаптевых наименьшая среднегодовая продолжительность безледного времени 1–1,5 месяца отмечается в его северо-западных районах. Тяжелая ледовая обстановка здесь обусловлена не только суровым климатом, но и влиянием массивов паковых льдов, которые никогда полностью не разрушаются в течение лета, а лишь немного отстают к северу. По направлению с запада акватории на восток продолжительность безледного времени возрастает и в юго-восточной части моря достигает 2,5–3 месяцев. Увеличение продолжительности открытой воды здесь связано с влиянием мощного стока Лены. В Восточно-Сибирском море среднегодовая продолжительность периода открытой воды уменьшается с запада на восток от 2–2,5 месяцев в районе Новосибирских о-вов до 1 месяца в восточной части акватории [Совершаев, 1981]. В центральной части безледное время увеличивается с севера на юг от 1,5–2 месяцев в районе Медвежьих о-вов до 2,5–3 месяцев в районе устья р. Колымы [Разумов, 1996б]. В Чукотском море продолжительность динамической активности возрастает с запада на восток от 1 до 3 месяцев.

Анализ климатических условий показывает, что наиболее длительному и активному гидродинамическому воздействию подвержены берега восточной части моря Лаптевых, западной и центральной частей Восточно-Сибирского и Чукотского морей. В табл. 2 приводятся обобщенные данные по основным климатическим факторам, непосредственно влияющим на динамику берегов восточных арктических морей.

МЕРЗЛОТНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Особенности геологического строения берегов арктических морей сложились в результате совокупности природно-исторических событий, главными из которых являются: формирование геологической структуры Северного Ледовитого океана, крупномасштабные изменения климата всей высокоширотной области и эвстатический подъем уровня Мирового океана в голоцене.

Северный Ледовитый океан представляет собой молодую геологическую структуру, наложенную на северные окраины разновозрастных континентальной и переходной коры трех материков. Его формирование началось с погружений на рубеже раннего и позднего мела [Павлидис и др., 1998], а в палеогене произошло раздвижение глыб континентальной коры. Погружения носили неравномерный характер. Менее интенсивно погружались молодые (герцинские и мезозойские) складчатые или горно-складчатые системы, разде-

ляющие разновозрастные платформы. Платформенные прогибы (плиты) и впадины молодых складчатых зон с утонченной континентальной или переходной корой погружались с большей скоростью. В связи с этим молодая и сравнительно узкая океаническая впадина Северного Ледовитого океана оказалась окруженной широким шельфом с корой континентального типа, разделенной морфотектоническими поднятиями на отдельные моря.

Быстрое наступление моря в голоцене привело к разнообразию генетических типов берегов [Леонтьев, 1961]. На участках положительных морфоструктур с первично расчлененным рельефом формировались денудационно-абразионные берега. В пределах отрицательных морфоструктур происходило образование абразионно-аккумулятивных и аккумулятивных берегов.

Побережье восточных арктических морей относится к областям четвертичного погружения, разные скорости которого обусловили различия в мерзлотно-геологическом строении. При высоких скоростях погружений формировались морские отложения с пластовыми залежами и линзами льда. Относительно низкие скорости погружений или пульсирующие тектонические движения предопределили формирование континентальных толщ с многоярусными повторно-жильными льдами. Геодинамические процессы оказали максимальное воздействие на развитие берегов в зонах активного рифтогенного погружения, осложненного сейсмичностью и другими экзогенными процессами. На значительных по протяженности участках южного побережья моря Лаптевых льдистые толщи полностью деградировали и сформировались клифы, сложенные дочетвертичными породами. В меньшей степени влиянию динамического фактора подвержены берега, испытывающие остаточные нисходящие движения (побережье Восточно-Сибирского моря), и минимально этот фактор повлиял на формирование поднимающихся берегов.

Мерзлотно-геологическое строение и состав отложений криолитозоны побережья в горных районах и приморских низменностях резко различаются. Горные участки распространены на западном побережье моря Лаптевых, между дельтой Лены и п-вом Буор-Хая, на берегах восточной части Восточно-Сибирского моря и Чукотки. Они представлены в основном плоскогорно-привершинным и горно-склоновым типами с соответствующими стратиграфогенетическими комплексами [Мерзлотные..., 1989].

Отличительной чертой состава и криогенного строения этих участков является преобладание эпикриогенных толщ, характеризующихся трещиновой криотекстурой. Синкриогенные отложения, среди которых наиболее широко развиты элювиальный и склоновый комплексы, имеют неболь-

шую мощность. В литологическом составе преобладают глыбовые развалы и глыбово-щебнистый материал с супесчано-суглинистым заполнителем.

Элювиальные отложения плоских водоразделов характеризуются постепенным переходом от материнских литифицированных пород с трещинной криотекстурой к крупнообломочному материалу с суглинистым или супесчаным заполнителем. Криотекстура отложений базальная, сетчатая, иногда атакситовая. В верхней части элювия, сложенной супесями и суглинками с дресвой и щебнем, преобладают слоисто-линзовидная, корковая, а в щебнистых песках – массивная криотекстуры [Фартышев, 1993]. Склонные отложения горных районов отличаются значительным содержанием грубообломочного материала, меняющимся в зависимости от положения на склоне, и характеризуются таким же набором криогенных текстур, который свойствен элювию.

Для исследования динамики береговых криогенных процессов наиболее интересны клифы, сложенные льдистыми дисперсными породами, которые активно разрушаются в процессе термоабразии и термоденудации. Верхняя часть криолитозоны приморских низменностей представляет собой мощную (до 50–60 м) толщу сложно стратифицированных позднеплейстоценовых отложений ледового комплекса и вложенных в них голоценовых озерно-термокарстовых отложений [Попов, 1983; Фартышев, 1993]. Общая протяженность берегов, сложенных указанными комплексами, по нашим оценкам, около 5000 км. Высота клифов на участках распространения ледового комплекса в основном 10–40 м, озерно-термокарстовых отложений – 1–12 м [Новиков, 1981; Арэ, 1985].

Главная особенность ледового комплекса – наличие в нем мощных повторно-жильных льдов, вертикальный размер которых достигает 50 м, а ширина равна 10 м [Григорьев, 1993]. Ледяные жилы, образуя массивную решетку, прослеживаются сверху вниз по всему разрезу и зачастую распространяются ниже уровня моря. Средняя ширина верхней части ледяных жил на разных участках побережья изменяется от 3 до 7 м. Расстояние между жилами 9–15 м [Митт, 1964; Конищев, Колесников, 1981; Томирдиаро, Черненький, 1987]. Содержание сегрегационного льда варьирует обычно от 30 до 65 %, суммарная льдистость – в пределах 40–85 % [Мерзлотные..., 1989]. В верхней части обнажений ледового комплекса, слагающего берега Новосибирских о-вов и материка в западной части Восточно-Сибирского моря, максимальная льдистость достигает 85–90 %, ширина ледяных жил 7–10 м. В центральной части побережья этого моря суммарная льдистость комплекса 30–70 % [Суходровский, 1976]. Ширина жильных льдов в сарганском горизонте, как правило, достигает 1–4 м, а в зырянском – от 5 до 10 м.

Минеральная составляющая ледового комплекса представлена преимущественно легкими и средними пылеватыми суглинками, зачастую с маломощными линзовидными прослоями торфяников. В гранулометрическом составе преобладают алевриты, на долю которых приходится от 57 до 94 %. Содержание песчаных фракций составляет 0,2–15,0 %, глинистых – 5,8–42,8 %. Криотекстура суглинков поясковая, слоисто-линзовидная и сетчатая, отложений с повышенным содержанием песчаных фракций – массивная [Томирдиаро, Черненький, 1987; Куницкий, 1978, 1989, 1998; Фартышев, 1993].

Важной особенностью криогенного строения озерно-термокарстовых отложений является развитие эпигенетических клиновидных повторно-жильных льдов. В разрезах отмечаются разбитые системой жильных льдов мощные слои автохтонных торфяников. В верхних частях обнажений, сложенных глинистыми алевритами, зачастую формируется толстошпиривая горизонтально-слоистая криотекстура. Толщина шпиров до 5 см. Мощность жильных льдов обычно 5–6 м и редко достигает 10 м. Преобладающая ширина верхней части льдов 2–3 м, реже 0,5–1 и 4–5 м. Объемная суммарная льдистость отложений равна 45–80 % [Мерзлотные..., 1989]. На прибрежной суше развит полигональный рельеф. Наиболее часто встречаются 4-угольные полигоны, размеры которых изменяются от 7–10 до 25 м. В озерно-термокарстовых отложениях преобладают тяжелые и, в меньшей степени, средние и легкие пылеватые суглинки. Содержание песков (0,2–1,5 %) и алевритов (41,8–70,5 %) несколько ниже, а пелитов (28–58 %) заметно выше, чем в ледовом комплексе.

Четвертичные отложения дельт крупных рек представлены в основном супесями, суглинками и реже песками, часто перекрытыми торфяным покровом. Эти отложения, разбитые системой маломощных жильных льдов, характеризуются слоистыми, сетчатыми и массивными (в песках) криотекстурами и суммарной льдистостью 40–75 % для суглинков и 30–45 % для песков. Аккумулятивные образования занимают значительные по протяженности участки побережья в основном в дельтах рек и заливах. Здесь преобладают процессы формирования обширных пляжей и лагунных берегов, выдвигания участков дельт в море. Современный аллювий дельт сложен пойменными суглинками мощностью до 3 м и русловыми песками с гравийно-галечным материалом. Объемная льдистость пойменных суглинков не превышает 50 %, а русловых песков – 25 % [Фартышев, 1993]. Береговые отложения представлены в основном современными аллювиально-морскими суглинками, реже супесями с формирующимися в них маломощными (до 0,5 м в ширину и 1,5 м по вертикали) повторно-жильными льдами. В рельефе поверхности до-

минируют 4–5-угольные полигоны, размеры которых меняются от 10 до 40 м [Разумов, 1996а]. Общая протяженность берегов, сложенных малольдистыми четвертичными и современными аккумулятивными образованиями, более 3000 км [Геологическая карта..., 1978, 1982].

Остальная часть побережья восточных арктических морей представлена преимущественно валунно-глыбовыми и щебнисто-галечными отложениями, а также глетчерными льдами, распротранненными на о-вах Северной Земли. На отдельных участках побережья обнажаются устойчивые к воздействию моря плотные скальные породы. Они представлены триасовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, габбро и габбро-диабазами и меловыми гранитоидами [Геологическая карта..., 1982]. В восточной части Восточно-Сибирского и западной части Чукотского морей развиты прибрежные галечные и песчано-гравийно-галечные аккумулятивные образования. Они отсекают от моря узкие, вытянутые вдоль берега, мелководные лагуны. Разрезы плейстоценовых отложений в этих районах побережья характеризуются отсутствием ледового комплекса и преобладанием морских грубообломочных осадков.

ГИДРОДИНАМИКА В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ

Мезомасштабные возмущения в атмосфере, относящиеся к синоптическим процессам, могут приводить к формированию резких градиентов давления над акваториями и вследствие этого вы-

зывать высокие нагоны, течения и потоки волновой энергии к берегу. Пространственные масштабы их составляют первые сотни километров, временные – от нескольких десятков до сотен часов. Эти возмущения являются, по сути, единственным источником энергии для активного развития абразионно-аккумулятивных процессов на побережье. Энергетический базис динамики берегов, таким образом, не выходит за рамки величин, задаваемых ветровым волнением или, точнее, суммарной продолжительностью местных штормов. Поэтому изучение закономерностей берегоформирующих процессов в арктических морях предполагает анализ зависимости элементов волнения от скорости ветра, батиметрических и ледовых условий в береговой зоне, с которыми связана длина разгона волн.

По мере отступления границы льдов к северу с июля по сентябрь повторяемость сильного волнения возрастает, достигая максимума в сентябре. В относительно благоприятных ледовых условиях размеры свободных ото льда пространств воды могут составить несколько сотен километров. В прибрежных районах с глубинами 10–15 м штормовые ветры скоростью более 10 м/с генерируют волны высотой 1,5–5 м. Их длина и период составляют 20–60 м и 4–7 с (табл. 3). Волнение с указанными характеристиками, направленное к побережью моря, воздействует на льдистые берега, вызывая интенсивное развитие эрозии. В случае уменьшения длины разгона волн до 20–30 км и средней глубины на линии разгона до 2–5 м при ухудшении ледовой обстановки величины рас-

Таблица 3. Зависимость характеристик волнения от скорости ветра при различных батиметрических и ледовых условиях в прибрежных районах восточных арктических морей

Глубина, м	Длина разгона волн, км	Скорость ветра, м/с	Высота волн (h, м)	Длина волн (λ, м)	Период волн (τ, с)	Частота волн (ω, рад/с)	Крутизна волн (h/λ)
7–15	70–90	3–5	0,3–0,6	4–7	2	3,1	0,08–0,10
		6–8	0,7–1,0	8–12	3	2,1	0,08–0,09
		8–10	1,0–1,3	12–15	3–4	2,1–1,6	0,08–0,09
		10–12	1,3–1,4	15–17	4	1,6	0,08–0,09
		13–14	1,6–1,7	20–22	4	1,6	0,08
		15–16	1,9	23	5	1,2	0,08
		14–17	1,7–2,0	21–24	4–5	1,6–1,2	0,08
		17–18	2,0–2,5	24–32	5	1,2	0,08
		18–19	2,5–3,0	32–37	5	1,2	0,08
		19–20	3,0–3,5	37–43	6	1,05	0,08
2–5	70–90	20–24	3,5–5,0	43–61	7–8	0,9–0,8	0,08
		6–8	0,5–0,6	5–7	2–3	3,1–2,1	0,10–0,09
		9	0,7	7	3	2,1	0,10
		11–12	1,0	8	3	2,1	0,12
		13–14	1,1	9	3	2,1	0,12
2–5	20–30	17	1,1	9	3	2,1	0,12
		4–5	0,3	3	2	3,1	0,10
		9–10	0,5–0,6	4–6	2–3	2,1–3,1	0,10–0,12
		12	0,8	10	3	2,1	0,08

смаатриваемых характеристик волнения при прочих равных условиях уменьшаются приблизительно в два раза [Разумов, 1996б, 2000].

В прибрежных районах восточных арктических морей наибольшую суммарную повторяемость в течение безледного времени (60–65 %) имеют волны высотой менее 1 м. Волны высотой 1–3 м повторяются 30–36 раз, а максимальные (высотой 3–5 м) – всего 2–5 раз из 100 случаев с волнением. Среднемноголетняя повторяемость штормового волнения, направленного в сторону берегов и вызывающего их разрушение, в разных районах восточных арктических морей изменяется от 4 до 8 %.

Синтез данных инструментальных измерений характеристик ветра и волнения, батиметрических карт и оперативных разведок ледовых условий в прибрежных районах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского показал четкую зависимость элементов волн от скорости ветра на относительно глубоководных участках (рис. 3, а, б). В районах с глубинами 2–5 м зависимость высот и частот волн от скорости ветра заметно ослабевает или вовсе отсутствует. В обоих случаях длина разгона волн достаточна для полного их развития при данных глубинах и скоростях ветра. Это означает, что максимальное воздействие дна на параметры волн, приводящее к их обрушению, возникает вблизи берегов, особенно в условиях высоких штормовых нагонов.

При распространении волн с глубоководной части акваторий к берегу отмечается заметная

трансформация волнового потока при любом угле подхода волн к береговой линии. Приведенные данные наблюдений на нескольких прибрежных участках рассматриваемых морей с различными глубинами (см. табл. 3, рис. 3, в) показывают закономерное изменение элементов волн по мере приближения к берегу. Например, при скорости ветра 10–17 м/с средняя высота волн, распространяющихся на мелководье, изменяется в результате диссипации энергии под влиянием дна от 1,5–2,0 до 0,7–1,1 м. С уменьшением глубин от 13 до 2–5 м этот процесс сопровождается увеличением средней частоты волн от 1,2 до 2,1 рад/с и их крутизны от 0,08 до 0,12. Во время сильных штормов с высокими нагонами высота волн вблизи клифа обычно достигает 0,7–1,0 м, длина – 6–10 м, частота – 2,1 рад/с. Волны высотой 0,6–0,8 м и частотой 2–3 рад/с, сформированные на участках акваторий с глубинами 10–14 м при скоростях ветра 5–7 м/с, по мере приближения к берегу существенно не меняются. Чем выше скорость ветра и, соответственно, крупнее волны, генерируемые в относительно глубоководных районах морей, тем в большей степени они подвергаются деформации на мелководье.

В волновом потоке, распространяющемся к берегу с глубокой части акватории, под воздействием дна будут затухать низкочастотные составляющие спектра поверхностных волн (по данным В.А. Рутковского [1971], менее 1,6 рад/с), в то вре-

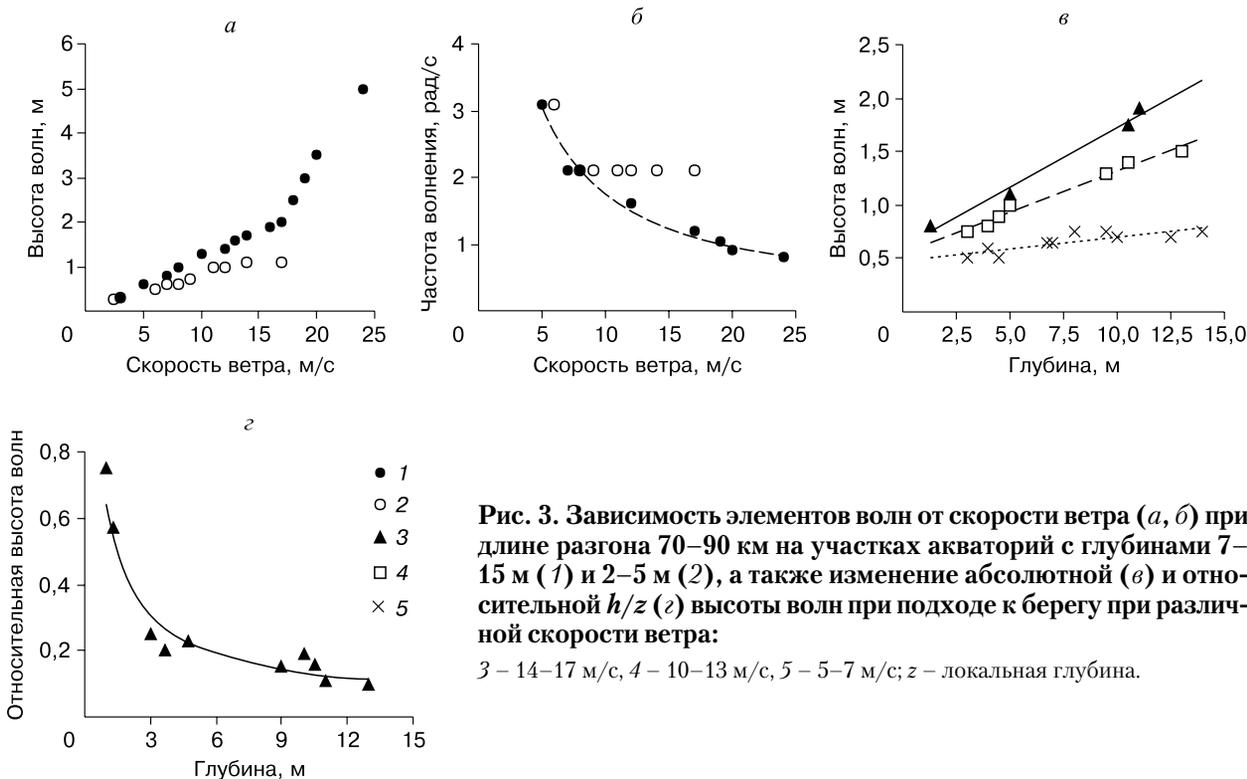


Рис. 3. Зависимость элементов волн от скорости ветра (а, б) при длине разгона 70–90 км на участках акваторий с глубинами 7–15 м (1) и 2–5 м (2), а также изменение абсолютной (в) и относительной h/z (г) высоты волн при подходе к берегу при различной скорости ветра:

3 – 14–17 м/с, 4 – 10–13 м/с, 5 – 5–7 м/с; z – локальная глубина.

мя как короткопериодные остаются почти без изменения. Энергия волнового потока уменьшается, а средняя частота волнения увеличивается, так как максимум спектральной плотности смещается в область более высоких частот.

При подходе волн к берегу с очень пологим дном отношение их высоты к локальной глубине возрастает сначала очень медленно, а затем с уменьшением глубины от 3–4 до 1 м наблюдается резкий рост относительной высоты волны (см. рис. 3,2). Иначе говоря, плотность потока энергии волн, направленного к берегу, сначала немного уменьшается, а затем резко возрастает на последней стадии перед обрушением. На участках береговой зоны с глубинами моря около 1 м волны высотой 0,8–1,0 м становятся неустойчивыми и обрушиваются [Филлипс, 1969]. Поэтому во время штормов, сопровождаемых ветровыми нагонами, волны окончательно обрушиваются вблизи береговых уступов, сохраняя до этого момента большой запас энергии. Возникающий в результате разрушения волн прибойный поток ударяется о подножие клифов.

При среднем уровне моря или небольших ветровых нагонах высотой не более 0,5–0,6 м изобата 1 м располагается на расстоянии от нескольких сотен метров до 2 км от береговой линии исследуемого побережья. В этом случае имеет место длительный процесс деформации волн на значительном отрезке профиля с неоднократно повторяющимся опрокидыванием гребней и образованием скользящего буруна, которое начинается вдали от уреза. Волновой поток, приближаясь к береговой линии и теряя значительную часть энергии вследствие турбулентности в воде, слабо воздействует на берега, не вызывая существенных разрушений, или вовсе не достигает подножия клифов.

Таким образом, во время штормов, сопровождаемых высокими ветровыми нагонами, клифы подвергаются интенсивному воздействию короткопериодных волн со средней частотой около 2 рад/с и крутизной более 0,1. Они размывают отложения подводного склона и перемещают материал абразии от берега в сторону моря, обуславливая врезание профиля равновесия в береговые формы и, следовательно, активное разрушение берегов.

Под воздействием ветров скоростью более 8–10 м/с вблизи побережья развиваются поверхностные течения, транспортирующие обломочный материал со средней скоростью 15–35 см/с, иногда до 50 см/с [Лоция..., 1978]. По нашим наблюдениям, скорости придонных течений во вдольбереговом переносе на изобатах 1–8 м достигают 20–30 см/с [Разумов, 1996а]. Такие водные потоки способны размывать среднезернистые пески и переносить частицы диаметром до 0,5 мм. В исключительных случаях штормовые ветры могут вызы-

вать мощные вдольбереговые течения скоростью 1 м/с и более, которые имеют высокую несущую способность [Клюев, 1970].

ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ВОСТОЧНЫХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ: АНАЛИЗ ДАННЫХ

Динамика берегов восточных арктических морей изучалась по собственным данным и материалам публикаций [Толль, 1897; Ермолаев, 1932; Гаккель, 1957, 1958; Сиско, 1971; Сухоцкий, 1972; Новиков, 1981; Арэ, 1980, 1985; Григорьев, 1993; Григорьев и др., 2000; Разумов, 1996б, 2000, 2001; Are et al., 2000; Grigoriev et al., 2001, 2002, 2003]. Эпизодические разовые наблюдения были начаты в 1820–1860-х гг. на нескольких участках побережья Новосибирских о-вов (рис. 4). Средняя скорость отступления льдистых берегов в указанные годы и до начала XX в. была оценена в 2 м/год.

В 1940-е – начале 1950-х гг. в связи с относительным потеплением климата Арктики береговые криогенные процессы на Новосибирских о-вах заметно активизировались. Средние темпы разрушения клифов высотой 6–40 м, сложенных ледовым и термокарстовым комплексами, изменялись от 1–1,5 до 5–6 м/год, достигая на о. Бол. Ляховский 4–10 м/год. С наибольшей активностью в это время разрушался о. Семеновский, скорость эрозии его берегов составляла в среднем 17 м/год, но в отдельные годы достигала 30–55 м/год. Средняя скорость отступления изученных участков льдистых берегов Новосибирских о-вов 4,3 м/год. В последующем десятилетии она практически не изменилась, составляя 4–5 м/год.

Несколько повышенные темпы эрозии клифов высотой 30 м, в среднем 6 м/год, отмечались в Благовещенском проливе. Наиболее интенсивно (максимальные скорости в отдельные годы достигали 10–12 м/год) разрушались южные льдистые берега о. Бол. Ляховский. Однако во второй половине XX в. скорость эрозии здесь заметно снизилась и в конце столетия составила 0,8–7,8 м/год, в среднем 4,6 м/год.

Есть сведения [Ломаченков, 1966], что в период примерно с 1930-х по 1950-е гг. скорость разрушения льдистых берегов от устья р. Колымы до о. Айон на отдельных участках достигала 8–10 м/год.

В 1940–1970-х гг. в Арктике отмечалось похолодание климатических условий. На изученных участках материкового побережья моря Лаптевых от Анабаро-Оленекского берега до м. Святой Нос клифы северных экспозиций разрушались в это время со средней скоростью 2–4 м/год, южных и восточных – 0,5–6, западных – 3–7 м/год. Средний темп эрозии льдистых берегов восточной экспозиции Восточно-Сибирского моря к западу от

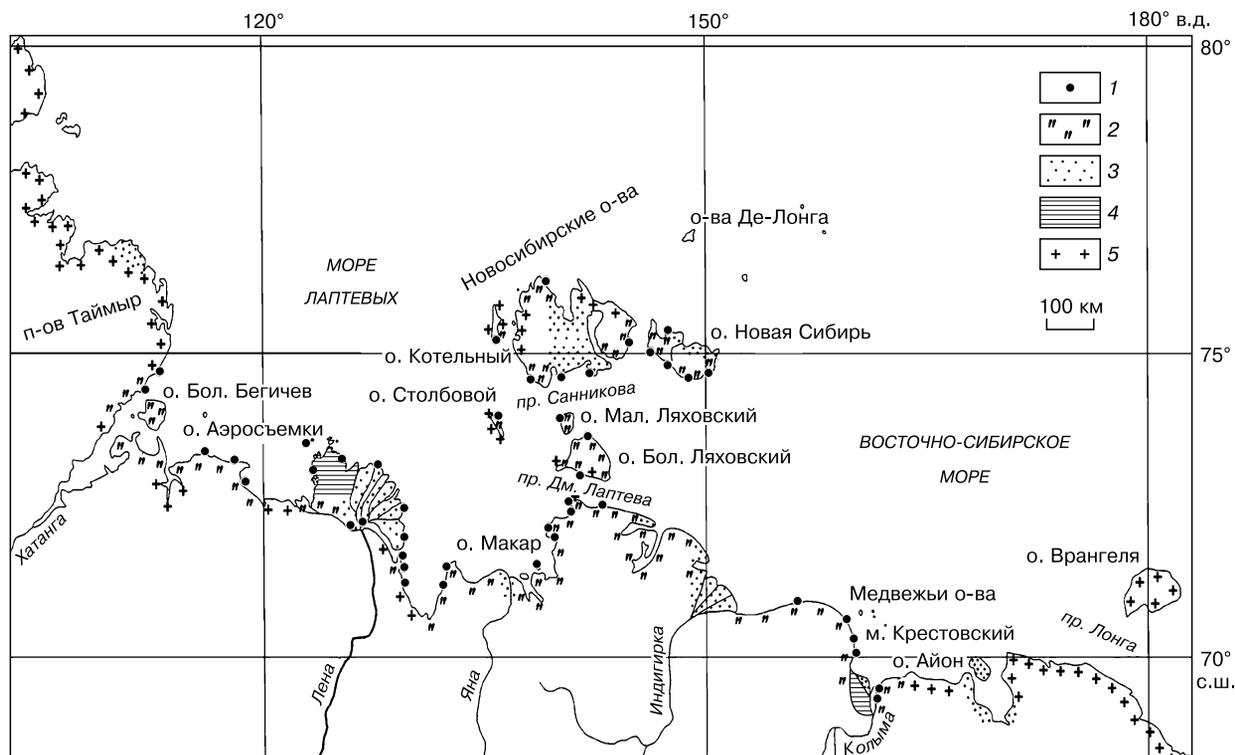


Рис. 4. Схема расположения участков исследований:

1 – ключевые участки; 2 – многолетнемерзлые дисперсные породы с ископаемым льдом; 3 – голоценовые и современные аллювиальные и морские отложения; 4 – древние песчаные отложения с жильным льдом; 5 – литифицированные породы.

устья р. Колымы составлял 1,4 м/год. Клифы высотой 0,7–15 и 20–35 м отступали со скоростью 1,4–1,7 и 0,6–3,0 м/год соответственно. Максимальные темпы разрушения берегов наблюдались в 1940-х гг. и достигали 11–15 м/год [Ломаченков, 1966; Клоев, 1970]. Скорость эрозии берегов северной экспозиции между устьями рек Куропаточья и Гальгаваам составляла 1,5–2,3 м/год на аласных участках (высота клифов 0,7–12,0 м) и 0,7–0,9 м/год на участках развития ледового комплекса с высотой клифов 16–30 м.

С начала 1970-х по 1990-е гг. в условиях относительного потепления темп эрозии льдистых берегов северных и восточных экспозиций моря Лаптевых возрос, составив в среднем 4–5 и 2–7,5 м/год соответственно, а западных экспозиций понизился до 1,8–4,8 м/год. Берега Восточно-Сибирского моря к западу от устья р. Колымы, сложенные озерно-термокарстовым (высота клифов 0,7–10,0 м) и ледовым (высота клифов 16–35 м) комплексами, отступали со средними скоростями 5,0–9,8 и 2,4–4,8 м/год соответственно. Максимальные скорости разрушения в отдельные годы достигали 15–23 м/год.

Средние в интервале с 1940-х по 1990-е гг. скорости эрозии льдистых берегов с различными

высотами, экспозицией и геокриологическим строением на ключевых участках моря Лаптевых составляли 1,2–7,0 м/год (в среднем 3,9 м/год). Примерно такие же темпы эрозии – 1,0–7,2 м/год, в среднем 3,6 м/год, в указанном интервале времени характерны для берегов Восточно-Сибирского моря. В связи с наметившимся похолоданием в восточных районах Арктики в последние 10 лет активность береговых криогенных процессов на ключевых участках побережья этого моря уменьшилась в среднем до 3,3 м/год. Похожая тенденция отмечается и на некоторых ключевых участках побережья моря Лаптевых (центральные районы дельты Лены, Быковский п-ов, северо-восточный берег о. Муостах), где темпы разрушения снизились на 0,5–2,5 м/год.

Итак, в изученных районах побережья Восточно-Сибирского моря среднемноголетняя за весь период наблюдений скорость отступления аласных берегов высотой 0,7–12,0 м составляла 3,1–5,6 м/год, в среднем 4,3 м/год, а берегов, сложенных ледовым комплексом (высотой 16–35 м), – 1,6–3,3 м/год, в среднем 2,4 м/год. По данным Ф.Э. Арэ [Aré, 1998], в течение второй половины XX в. среднемноголетняя скорость отступления южного берега о. Бол. Ляховский высотой 6–40 м

Таблица 4. **Оценки темпов разрушения берегов морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского (Российский сектор) для крупных секторов береговой линии**

Район побережья	Интервал лет	Высота клифов, м	Средние скорости эрозии, м/год	Максимальные скорости эрозии, м/год
М. Арктический – устье р. Оленек, МЛ	1949–2003	7–100	0,05–2,0 (0,6)	4–5
Устье р. Оленек – Быковский п-ов, МЛ	1951–2001	0,5–40	0,02–2,0 (0,7)	2–3
Быковский п-ов – м. Святой Нос, МЛ	1951–2002	1–40	0,02–5,7 (2,0)	7–13
Новосибирские о-ва, МЛ, ВСМ	1860–2002	0,5–50	0,03–5,5 (1,8)	9–12
М. Святой Нос – устье р. Колымы, ВСМ	1936–1998	0,7–40	0,80–6,0 (2,4)	11–15
Устье р. Колымы – о. Айон, ВСМ	1930–1950	1–30	0,03–3,0 (1,0)	8–10
О. Айон – м. Шмидта, ВСМ, ЧМ	1930–1950	0,5–80	0,02–3,0 (1,2)	4–6
М. Шмидта – о. Колочин, ЧМ	1930–1950	1–100	0,02–1,0 (0,4)	2–4
О. Колочин – о. Уэлен, ЧМ	1930–1950	1–120	0,02–4,0 (1,5)	5–6

Примечание. Клифы сложены ледовым и термокарстовым комплексами, мерзлыми супесями, суглинками, песками, щебнем, литифицированными породами. В скобках (здесь и далее) – средние величины по всему району и интервалу лет. Максимальные скорости характеризуют экстремальную динамику льдистых берегов в отдельные годы. Сокращения (к табл. 4, 5): МЛ – море Лаптевых, ВСМ – Восточно-Сибирское море, ЧМ – Чукотское море.

составила 2,7 м/год, Оягосского берега пролива Д. Лаптева высотой 20–40 м – 3,8 м/год.

По нашим оценкам, среднеголетние темпы разрушения льдистых берегов в восточных районах Восточно-Сибирского и западной части Чукотского морей составляют от 0,5 до 4,0 м/год,

максимальные – до 6 м/год. В этих районах практически в течение всего летне-осеннего сезона паковые льды Айонского ледяного массива блокируют развитие крупных волн в прибрежной полосе, располагаясь в нескольких десятках километров от берега. Поэтому в рассматриваемых районах побе-

Таблица 5. **Измеренные среднеголетние скорости эрозии льдистых берегов в исследуемых районах восточных арктических морей во второй половине XX–начале XXI вв.**

Район исследований	Годы	Породы	Высота клифов, м	Скорость эрозии, м/год
М. Терпий-Тумус, МЛ	1949–2000	Ледовый комплекс и термокарстовые	20–30	3,6–5,1 (4,5)
М. Мамонтов Клык, МЛ	1949–2000	То же	20–30	2,5–4,4 (3,6)
Берега дельты р. Лены, МЛ	1971–2003	Мерзлые пески, супеси и суглинки с ПЖЛ	0,5–15	0,7–2,5 (1,7)
Быковский п-ов, МЛ	1951–1999	Ледовый комплекс	4–30	2,0–5,5 (2,5)
Северо-восточный берег о. Муостах, МЛ	1951–2002	То же	15–25	2,3–7,5 (4,6)
	2002–2004		12–15	4,2
Западный берег п-ова Буор-Хая, МЛ	1974–1999	»	30–40	1,7–1,9 (1,8)
Янский залив: западный берег о. Макара, МЛ	1973–1999	»	30–40	4,8
Западный берег п-ова Широкостан, МЛ	1951–1999	Ледовый комплекс и термокарстовые	10–35	3,0–7,0 (4,9)
Новосибирские о-ва	1951–2002	То же	1–40	1,2–6,0 (4,3)
Южный берег о. Бол. Ляховский, ВСМ	1995–1999	»	6–30	0,8–7,8 (4,6)
Оягосский берег пролива Д. Лаптева, ВСМ	1951–1997	»	20–30	3,8
	1986–2002			0,5–7,0 (3,0)
	1997–2002			2,1
Между устьями рек Бол. Куропаточья и Гальгаваам, ВСМ	1952–1972	»	1–30	0,8–2,3 (1,4)
Мысы Крестовый, Крестовский, Бол. Чукочий и Мал. Чукочий, ВСМ	1952–2000	»	0,7–30	2,6–5,7 (3,7)
	1990–1993			2,0–13,6 (6,1)
	1993–2000			1,6–4,6 (3,4)

Примечание. Таблица составлена по данным [Новиков, 1981; Арэ, 1985; Фартышев, 1993; Григорьев, 1993; Григорьев и др., 2000; Разумов, 2000, 2001; Grigoriev et al., 2001, 2002, 2003; Grigoriev, 2003].

режья эрозионные процессы подавлены, преобладает прибрежная аккумуляция наносов, развиты берега лагунного типа. Скорость абразии берегов, сложенных скальными породами, оценивается в 0,02–0,20 м/год [Суздальский, 1974].

Приведенные данные позволяют (с учетом тенденций снижения темпов эрозии в последнее десятилетие) оценить среднемноголетнюю скорость эрозии берегов за период с середины XX в. до начала 2000-х гг. на изученных участках развития ледового и термокарстового комплексов в целом. Для моря Лаптевых она составляет 3,8 м/год, для Восточно-Сибирского моря – 3,4 м/год, для Чукотского моря – приблизительно 2 м/год. Напомним, что эти цифры характеризуют активное разрушение морских берегов Российской Арктики в районах распространения ледового и термокарстового комплексов на сравнительно коротких участках береговой линии, причем существенная роль в этом явлении принадлежит криогенным процессам, протекающим обычно в парагенезисе с рельефообразующими береговыми процессами иного происхождения.

Среднемноголетний темп разрушения относительно протяженных участков берегов восточных арктических морей, по нашим оценкам (табл. 4), изменяется от 0,02–0,05 м/год для литифицированных пород до 2–6 м/год для льдистых отложений, составляя в среднем 0,4–2,0 м/год. Максимальные скорости эрозии достигают 13–15 м/год на участках развития ледового комплекса в отдельные годы. Осредненные для всего побережья указанных морей среднемноголетние скорости эрозии примерно в 3 раза ниже, чем на сравнительно небольших участках с активно разрушающимися льдистыми клифами (табл. 5). Преобладающие современные средние скорости эрозии льдистых морских берегов материка и больших островов варьируют от первых метров в год до 6–8 м/год. Для других типов четвертичных береговых уступов они в два-три раза, а на многих участках и на порядок меньше.

Аккумулятивные процессы развиты в основном в приустьевых районах побережья и на участках берегов лагунного типа, имеющих наибольшую протяженность в восточной части Восточно-Сибирского и на западе Чукотского морей. Устья относительно небольших водотоков: Анабар, Омолуй, Хрома, Алазея, Малая Куропаточья, Большая Чукочь, Коньковая, Чаун, Паляваам и других, представляют собой типичные эстуарии, которые заполняются современными наносами. Скорость аккумуляции, например, на северном берегу эстуария р. Бол. Чукочь (м. Бол. Чукочий) с 1952 по 2000 г. составила, по нашим оценкам, 1 м/год. Берега в северо-западной части дельты р. Лены и некоторые участки дельты р. Колымы в последние три десятилетия разрушались со скоростями

0,7–2,5 и 0,1–3,4 м/год соответственно. Тем не менее в дельтах крупных рек преобладают процессы аккумуляции. Они активно выдвигаются в сторону моря, формируя в авандельтах намывные острова с абсолютными высотами 0,5–1,0 м.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДИНАМИКИ ЛЬДИСТЫХ БЕРЕГОВ В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЯМИ МЕРЗЛОТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Активность берегоформирующих процессов зависит от теплового ресурса сезона протаивания, циркуляции атмосферы, положения границы сплошных дрейфующих льдов, глубины моря на линии разгона волн, мерзлотно-геологических характеристик берегов. Наиболее весомое влияние на эти процессы оказывают дрейфующие льды и повторяемость разрушительных штормов. Их совместный вклад в динамику берегов составляет приблизительно 70 % от общего влияния всех основных факторов [Разумов, 2002]. Вместе с тем необходимо учитывать, что пространственное положение границы дрейфующих льдов, абразионная активность моря, продолжительность безледного времени, а также устойчивость льдистых берегов зависят от летних температур воздуха в прибрежных районах Арктики.

Для математического описания реакции льдистых морских берегов на комплексное воздействие термической и циркуляционной составляющих климата необходимо, во-первых, найти аналитическое решение уравнения состояния льдистых берегов с приемлемыми начальными и граничными условиями. Во-вторых, надо усовершенствовать функциональную структуру модели динамики берегов в нестационарных климатических условиях [Разумов, 2003] таким образом, чтобы она учитывала воздействия вариаций повторяемости штормов на ход эрозионного процесса.

Проведенные исследования позволили выработать необходимые теоретические предпосылки и получить достаточное количество фактического материала для математической формализации связей:

- устойчивости льдистых берегов к воздействиям моря со средней летней температурой воздуха;

- повторяемости штормов с многолетними вариациями космогеофизических сил приливного типа, сопряженных во времени с колебаниями летней температуры воздуха.

Космогеофизическими силами нами условно названа сумма горизонтальных составляющих приливообразующих сил Луны и Солнца и деформирующей силы, возникающей при движениях полюса вращения Земли.

Закономерные пространственно-временные изменения состояния льдистых берегов в услови-

ях вариаций климатических, термодинамических и мерзлотно-геологических характеристик можно описывать, используя введенный нами параметр неустойчивости [Разумов, 2001]. Эта физическая величина характеризует потенциальную способность криогенных берегов разрушаться с той или иной интенсивностью под воздействием активных внешних факторов в данных климатических и геокриологических условиях. Для рассматриваемых процессов он равен скорости разрушения ледистых берегов единичной высоты при единичной абразионной активности моря, т. е. является, по сути, удельной величиной с размерностью м/год. Из определения следует, что этот параметр есть функция климатических, мерзлотных и связанных с ними термодинамических переменных системы атмосфера–море–береговая криолитозона. Зависимость его от средней летней температуры в слое годовых амплитуд (T), плотности ледистых дисперсных отложений (ρ) и степени термической деградации клифов по жильным льдам (n) $\chi = \chi(T, \rho, n)$, называемая нами уравнением состояния береговых криогенных систем, играет важную роль при формализации динамики берегов в нестационарных климатических условиях. Представим его в дифференциальной форме

$$d\chi = \Omega_T \chi dT - \Omega_\rho \chi d\rho + A_T dn, \quad (1)$$

полагая коэффициенты при приращениях переменных в виде однородных линейных комбинаций: $\partial\chi/\partial T = \Omega_T \chi$, $\partial\chi/\partial\rho = \Omega_\rho \chi$. Уравнение $\partial\chi/\partial n = A_T$ приводится к однородному виду путем замены переменной $n = n(T_L)$, где T_L – средняя летняя температура воздуха; A_T – коэффициент термической деградации подземных льдов, характеризующий устойчивость клифов при полном разрушении массивных подземных льдов ($A_T = 28,24$). Знак минус перед вторым членом правой части уравнения указывает на то, что градиенты параметра неустойчивости и плотности противоположно направлены. Температура пород является функцией энтропии η , плотность – суммарной ледистости Λ , а степень термической деградации – средней летней температуры воздуха:

$$d\chi = \Omega_T \chi \frac{\partial T}{\partial \eta} d\eta - \Omega_\rho \chi \frac{\partial \rho}{\partial \Lambda} d\Lambda + A_T \frac{\partial n}{\partial T_L} dT_L. \quad (2)$$

После замены переменных n , ρ и некоторых математических преобразований, согласно [Разумов, 2001, 2003], получим

$$d\chi = \Omega_T \chi \frac{T}{C_v} d\eta + \Omega_\rho (\rho_m - \rho_\Lambda) \chi dL + \Omega_B \chi dT_L, \quad (3)$$

где $\Omega_B = 132,8\xi B_m K_S A_T$; ρ_m и ρ_Λ – плотность органической составляющей отложений и льда; K_S – коэффициент сопротивления; B_m – мерзлотно-морфологический коэффициент; ξ – коэффициент сглаживания льда [Арэ, 1985]. Отсюда следует, что устойчи-

вость ледистых берегов к внешним воздействиям весьма изменчива как в пространстве, так и во времени ввиду наличия производства энтропии, связанного с теплопроводностью пород, пространственных вариаций по макрольдистости L и многолетних колебаний теплового ресурса летнего сезона. Коэффициенты Ω_T и Ω_ρ определяют относительные изменения параметра неустойчивости при изменениях температуры пород на 1°C и плотности субстрата на 1 кг/м^3 соответственно. Значения этих коэффициентов для ледистых берегов восточных арктических морей нами вычислены: $\Omega_T = 0,4273 - 1,4542^\circ\text{C}^{-1}$; $\Omega_\rho = 3,19 - 3,86 (\text{т/м}^3)^{-1}$. Для побережья морей Лаптевых и Восточно-Сибирского $\Omega_B \approx 0,1$.

Запишем (3) относительно переменной T_L , принимая во внимание приближение $\frac{T}{C_v} \frac{\partial \eta}{\partial T_L} = \frac{\partial T}{\partial T_L} \approx 0,1$ и $\frac{dL}{dT_L} = 0$ [Разумов, 2003], и получим однородное линейное уравнение первого порядка с постоянными коэффициентами:

$$\frac{d\chi}{dT_L} = 0,1\Omega_T \chi + \Omega_B \chi, \quad \chi > 0. \quad (4)$$

Уравнение (4) не имеет тривиального решения. Его решение должно удовлетворять крайним условиям типа задачи Коши, т. е. $T_L = 0$, $\chi(T_L) = \chi_0$, $\chi_0 > 0$:

$$\chi(T_L) = \chi_0 \exp(0,1\Omega_T + \Omega_B)T_L. \quad (5)$$

Теперь задача сведена к отысканию начальных условий с учетом макрольдистости отложений. Используя накопленный фактический материал исследований на ключевых участках побережья восточных арктических морей и решая краевые задачи по L в уравнении (3) при постоянной T_L , мы нашли эти условия. Например, для макрольдистости 0; 50 и 100 % параметр χ_0 равен 3,5; 8,06 и 18,57 соответственно. Получена полоса решений уравнения состояния береговых криогенных систем (5), ограниченная кривыми 1 и 3 на рис. 5. В пределах этой полосы определяется параметр неустойчивости в зависимости от средней летней температуры воздуха при любой данной макрольдистости отложений.

С увеличением макрольдистости пород кризиса графиков заметно возрастает, особенно при температурах выше 4°C , когда термодинамические процессы в криогенной системе, по-видимому, оказывают существенное влияние на ее устойчивость. В этих условиях разрушение сильнольдистых береговых комплексов может быть катастрофическим. По нашим наблюдениям в районе мыса Крестовского, в 1990–1993 гг. при средней летней температуре воздуха $4,2^\circ\text{C}$ скорости эрозии на отдельных участках берега высотой 1–4 м достигали

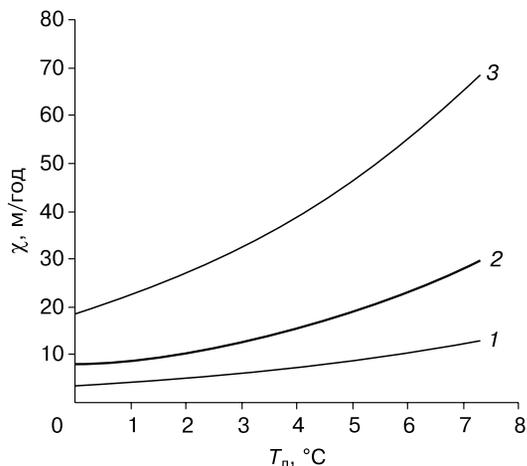


Рис. 5. Решение уравнения состояния с начальными условиями ($T_l = 0\text{ }^\circ\text{C}$):

1 – $L = 0$, $\chi_0 = 3,5$; 2 – $L = 50\%$, $\chi_0 = 8,06$; 3 – $L = 100\%$, $\chi_0 = 18,57$.

20–23 м/год. Средняя скорость разрушения низких берегов этого района в указанные годы составила около 14 м/год. Для сравнения, с 1950-х до начала 1990-х гг. при $T_l < 4\text{ }^\circ\text{C}$ среднемноголетний темп эрозии низких клифов изменялся здесь в пределах 2–8 м/год, составив в среднем за весь интервал времени около 5 м/год.

Таким образом, возрастание внутренней неустойчивости криогенной системы может быть обусловлено многолетним повышением средней летней температуры воздуха и, как следствие, энтропии криогенной системы в связи с усилением потоков тепла в мерзлые породы, а также пространственными вариациями макрольдистости пород.

Слабонелинейные эффекты, возникающие при взаимодействии компонентов системы атмосфера–море–береговая криолитозона, могут быть описаны с применением гамильтоновского формализма, которым мы воспользуемся для формализации закономерных изменений во времени абразионной активности моря в связи с многолетними колебаниями повторяемости разрушительных штормов. Сведения из общей теории гамильтоновских систем приведены в математических справочниках и некоторых монографиях, например [Корн, 1977].

Сформулируем интересующие нас уравнения, используя гамильтониан $h(\chi_i, \Pi_i, t)$, который выразим через канонические переменные в континуальной размерности следующим образом:

$$h = \int \left(\frac{(\chi - \chi_0)H^{-0,4}}{\chi_0} + \Pi(T_l, p) \right) dR, \quad (6)$$

где R – радиус-вектор точки пространства; t – время. Первое слагаемое под интегралом – относитель-

ное отклонение параметра неустойчивости льдистых берегов заданной высоты H от известного начального значения χ_0 (при $T_l = 0$) в связи с вариациями средней летней температуры воздуха. Второе слагаемое – показатель абразионной активности или абразионный потенциал акватории, который характеризует ее способность разрушать берега в данных климатических условиях. По сути, это аналог суммарного потока волновой энергии к берегу. В данном случае переменная χ играет роль канонической координаты, так как зависит от выбора конкретной точки на береговой линии и изменяется вдоль нее. Сопряженная переменная $\Pi(T_l, p)$ – обобщенный импульс динамической системы атмосфера–море–берег.

Следуя работе [Разумов, 2002], представим его в виде

$$\Pi(T_l, p) = \frac{K_6(T_l)}{A_0} \sum_{k=1}^M K_{Zk} X_k^{0,8} v_k^{2,5} p_k.$$

В дальнейшем мы будем оперировать суммарной повторяемостью штормов $\sum_{k=1}^M p_k = p$, поэтому

для упрощения математических выкладок целесообразно коэффициенты глубины K_Z , длины разгона волн X и штормовые скорости ветра v по всем k -м морским румбам, опасным для данного участка берега, принять как средние величины в сегменте горизонта M . Тогда можно записать

$$\Pi(T_l, p) = K_6(T_l) p \psi, \quad (7)$$

где $\psi = \bar{K}_Z \bar{X}^{0,8} \bar{v}^{2,5} A_0^{-1}$; $A_0 = 1347$; K_6 – коэффициент безледного времени.

Полагаем, что участок берега занимает некоторое пространство с фиксированными границами, $dL = 0$, $\zeta \geq X_L$, $X = X_L$, $\partial p / \partial T_l = 0$, $\partial v / \partial T_l = 0$, ζ – расстояние между берегом и границей сплоченных дрейфующих льдов, X_L – предельная длина разгона волн. В этом случае X и K_Z не зависят от средней летней температуры воздуха. Преобразуем (6), заменив в нем старые переменные на новые с использованием линеаризованной формы уравнения (3), приближения $C_v^{-1} T \delta \eta \approx 0,1 \delta T_l$ и соотношения (7). Поскольку гамильтониан должен быть функцией от канонических переменных, в преобразовании таковыми будут T_l и p . Кроме того, заменим время t на некую вынуждающую функцию $f_\Sigma = f_\Sigma(t)$, линейно связанную с суммой космогеофизических сил F_Σ , значения которой даны в 10^{-6} см/с² для начала года и 0° долготы [Максимов, 1967]. Если проинтегрировать канонически преобразованное уравнение (6) по частям и вычислить вариацию h , получим систему канонических уравнений, которые в нашем случае имеют вид

$$\frac{dT_l}{df_\Sigma} = K_6 \psi + \frac{0,1 \Omega_T + \Omega_B}{H^{0,4}} T_l'(p); \quad (8a)$$

$$\frac{dp}{df_{\Sigma}} = -\frac{0,1\Omega_T + \Omega_B}{H^{0,4}} - p\psi K'_6(T_{\text{л}}). \quad (86)$$

Эта система обыкновенных дифференциальных уравнений приведенной формы играет важную роль в аналитической динамике береговых криогенных процессов. Уравнение (8а) определяет связь термических и циркуляционных составляющих климатических условий сезона протаивания и показывает, в частности, что средняя летняя температура воздуха в восточной Арктике является функцией региональной циркуляции. Уравнение (8б), как видно, является линейным. Общее его решение есть сумма какого-либо частного решения и общего решения соответствующего однородного уравнения [Корн, Корн, 1977]:

$$p = \frac{1}{\mu(f_{\Sigma})} \left[\int \frac{0,1\Omega_T + \Omega_B}{H^{0,4}} \mu(f_{\Sigma}) df_{\Sigma} + c \right],$$

где c – постоянная интегрирования; $\mu(f_{\Sigma}) = \exp\left(\int 6,1\psi df_{\Sigma}\right)$ – интегрирующий множитель с учетом того, что производная коэффициента безледного времени $\partial K_6 / \partial T_{\text{л}} = 6,1$ [Разумов, 2003]. Принимая начальные условия $f_{\Sigma} = f_{\Sigma 0} = 0$, $c = p = p_0$ и учитывая независимость от f_{Σ} первого сомножителя под интегралом, а также величин H и ψ , получим

$$p = p_0 \exp(-6,1\psi f_{\Sigma}) + \frac{0,1\Omega_T + \Omega_B}{6,1\psi H^{0,4}}. \quad (9)$$

Изменчивость штормовой активности арктических морей ранее рассматривалась нами в контексте общей гипотезы изменений циркуляционной составляющей климата региона в связи с типами глобальной атмосферной циркуляции [Разумов, 1996б]. Вопрос о причинах многолетней изменчивости штормовой активности до сих пор не затрагивался. Исследования И.В. Максимова [1967] показывают, что реальные возмущения в атмосфере возникают именно под воздействием горизонтальной части возмущающих космогеофизических сил F_{Σ} . Эти силы, способные создать малую статическую деформацию атмосферы, связаны, по его мнению, с большими и реальными возмущениями барического поля Земли и, следовательно, атмосферной циркуляции. От нее зависит повторяемость штормов. Коэффициент парной корреляции между p и F_{Σ} , по нашим расчетам, составляет 0,84. Эта цифра свидетельствует о реальной и тесной связи многолетних вариаций рассматриваемых характеристик (рис. 6). Фрагмент кривой 1 в интервале 1960–1992 гг. восстановлен нами по данным И.В. Максимова [1967] с учетом стационарности ритмичных (приблизительно 19-летних) колебаний по частоте и амплитуде в интервале 1900–1960 гг. Они удовлетворительно описываются полиномиальной функцией

$$F_{\Sigma}(t) \cdot 10^6 = b_0 + \sum_{j=1}^6 b_j (t - t_0)^j, \quad t_0 = 1960, \quad b_0 = 1,3.$$

Напомним, что сумма горизонтальных составляющих сил приливного типа (приливообразующих и нутационных) очень мала – составляет миллионные доли единицы, в то время как p измеряется в единицах и десятках процентов. По-видимому, в природе существуют механизмы эффективного воздействия этих сил на газовую и водную оболочки планеты, которые пока окончательно не выяснены теоретическим путем. Вместе с тем для практических расчетов по (9) необходимо привести в соответствие масштабы величин повторяемости штормов и приливных сил. В данном случае введем подходящий масштабирующий коэффициент $3 \cdot 10^6$, удовлетворяющий крайним условиям: $F_{\Sigma \text{min}} = -2 \cdot 10^{-6}$, $p_{\text{min}} = 3$; $F_{\Sigma \text{max}} = 2,4 \cdot 10^{-6}$, $p_{\text{max}} = 7$, и поменяем знаки при F_{Σ} на противоположные. Последняя операция выполняется потому, что в принятой системе координат x -составляющая движений полюса вращения Земли на меридиане 180° , расположенном в исследуемом регионе, будет иметь противоположный знак по отношению к нулевой долготе. Тогда функция f_{Σ} будет определяться соотношением $f_{\Sigma}(t) = -3 \cdot 10^6 F_{\Sigma}(t)$.

Краевые условия заданы по имеющимся данным [Максимов, 1967; Разумов, 1996б] как сопряженные во времени экстремальные значения космогеофизических сил и повторяемостей штормов, разрушительных для берегов северных, северо-восточных и восточных экспозиций в Восточно-Сибирском море. Подставим в (9) средние значения коэффициентов Ω и, например, $\psi = 0,013$ (для средней глубины 8–10 м на линии волнового разгона длиной 80 км при средней скорости ветра 13 м/с), а также среднюю высоту клифов

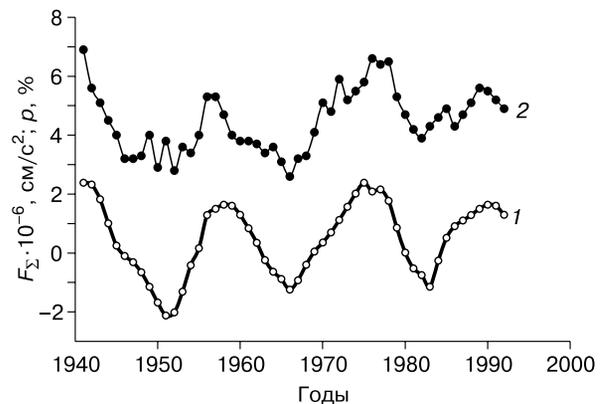


Рис. 6. Многолетние колебания сглаженных по 10-летиям суммы F_{Σ} горизонтальных частей приливообразующих и нутационных сил для северных широт $70-74^\circ$ (1) и повторяемости p штормовых ветров северной четверти горизонта (2) на исследуемых участках побережья восточных арктических морей.

10–15 м. Затем, решив краевую задачу, получим $p_0 = 3,5$ и одно из частных решений уравнения (9):

$$p(t) = 3,5 \exp(-0,08 f_{\Sigma}(t)) + 0,83. \quad (10)$$

Заметим, что выражение (10) пригодно для прогнозирования изменений средней по восточным арктическим морям России суммарной повторяемости штормов морских румбов в зависимости от вариаций горизонтальных составляющих сил приливного типа в XXI в.

В итоге, объединяя выражения (5), (7) и (9) в соотношении для скорости эрозии берегов: $V_э = \frac{\chi}{H^{0,4}} \Pi$ [Разумов, 2002], сформулируем общее уравнение динамики эрозионного процесса для любых локальных участков арктических берегов с макрольдистостью пород от 0 до 100 %:

$$V_э(t) = \frac{K_6 \psi \chi_0 \exp(0,18 T_л(t))}{H^{0,4}} \times \left(p_0 \exp(-6,1 \psi f_{\Sigma}(t)) + \frac{0,03}{\psi H^{0,4}} \right) \quad (11)$$

где $K_6 = 6,1 T_л(t) - 1,1$.

Уравнение (11) описывает закономерные изменения темпов разрушения морских берегов в реальном времени (t , годы) в зависимости от вариаций космогеофизических сил и летних температур воздуха $T_л$ с учетом мерзлотно-геологических и морфологических характеристик данного участка береговой зоны. Это уравнение можно использовать для прогностических расчетов темпов разрушения берегов по сценариям предполагаемых изменений $T_л$ и f_{Σ} .

В заключение отметим, что процесс эрозии берегов реализуется только в случае возмущенного состояния береговой зоны, когда скорость ветра по нагонным румбам превышает 10 м/с, а вблизи

береговой линии нет сплоченных дрейфующих льдов. Следовательно, абразионный потенциал моря (7) соответствует работе по переводу состояния береговой зоны из обычного (штормовые ветры морских румбов и нагоны отсутствуют, $\Pi(T_л, p) = 0, V_э = 0$) к возмущенному. Тогда очевидно, что сформулированный нами гамильтониан (6) совпадает с энергией системы атмосфера–море–береговая криолитозона.

ПРОГНОЗ ТЕНДЕНЦИЙ РАЗВИТИЯ ЛЬДИСТЫХ БЕРЕГОВ В ПЕРВОЙ ПОЛОВИНЕ XXI ВЕКА

Прогностические расчеты выполнялись с помощью уравнения (11) по двум разработанным нами сценариям предполагаемых изменений средней летней температуры воздуха и сил приливного типа на побережье восточных арктических морей России в первой половине XXI в. Для обоснования сценариев использовались автокорреляционный анализ и цикличность имеющихся многолетних вариаций указанных факторов. Проведены полиномиальные экстраполяции этих колебаний с учетом предельного интервала корреляции около 50 лет. При этом экстраполяция средней летней температуры осуществлялась с помощью двух полиномов, описывающих разные по продолжительности наблюдений ряды – 60 и 90 лет.

Оба сценария предполагают, что колебания средней летней температуры воздуха на восточном арктическом побережье являются нестационарными по математическому ожиданию. Их линейный тренд в первой половине XXI в. сохранит положительное значение. По сценарию I, его величина $0,25 \text{ } ^\circ\text{C}/10$ лет не изменится. По сценарию II, общий линейный тренд XX и первой половины XXI вв. уменьшится в 2 раза, т. е. не превысит $0,12 \text{ } ^\circ\text{C}/10$ лет.

Таблица 6. Прогнозируемые средние скорости эрозии льдистых берегов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского по сценариям предполагаемых изменений средней летней температуры воздуха (с учетом вариаций повторяемости разрушительных штормов)

Годы	$F_{\Sigma} \cdot 10^{-6}, \text{ см}^2/\text{с}^2$	$P, \%$	Сценарий I		Сценарий II	
			$T_л, \text{ } ^\circ\text{C}$	$V_э, \text{ м/год}$	$T_л, \text{ } ^\circ\text{C}$	$V_э, \text{ м/год}$
2005	1,57	6,0	1,7	0,4–3,1 (1,3)	2,2	1,1–4,9 (2,5)
2010	1,01	5,3	1,4	0,3–1,1 (0,6)	1,6	0,3–2,8 (0,9)
2010–2015	–0,158	4,2	–	–	1,9	0,4–2,9 (1,1)
2015	–1,15	3,5	1,5	0,1–0,6 (0,3)	2,2	0,7–2,9 (1,5)
2025	1,64	6,1	2,5	1,6–6,0 (3,2)	3,5	2,7–10,4 (5,5)
2030	–0,24	4,2	3,4	1,7–6,7 (3,6)	–	–
2030–2035	–0,72	3,8	–	–	3,8	1,9–7,4 (3,9)
2035	–0,40	4,0	4,5	2,7–10,7 (5,7)	–	–
2042	2,39	7,0	–	–	3,5	3,1–12,2 (6,5)
2045	1,77	6,3	6,0	7,5–29,3 (15,5)	3,2	2,4–9,2 (4,9)
2050	–1,20	3,4	5,9	4,0–15,8 (8,4)	2,7	1,0–3,9 (2,0)

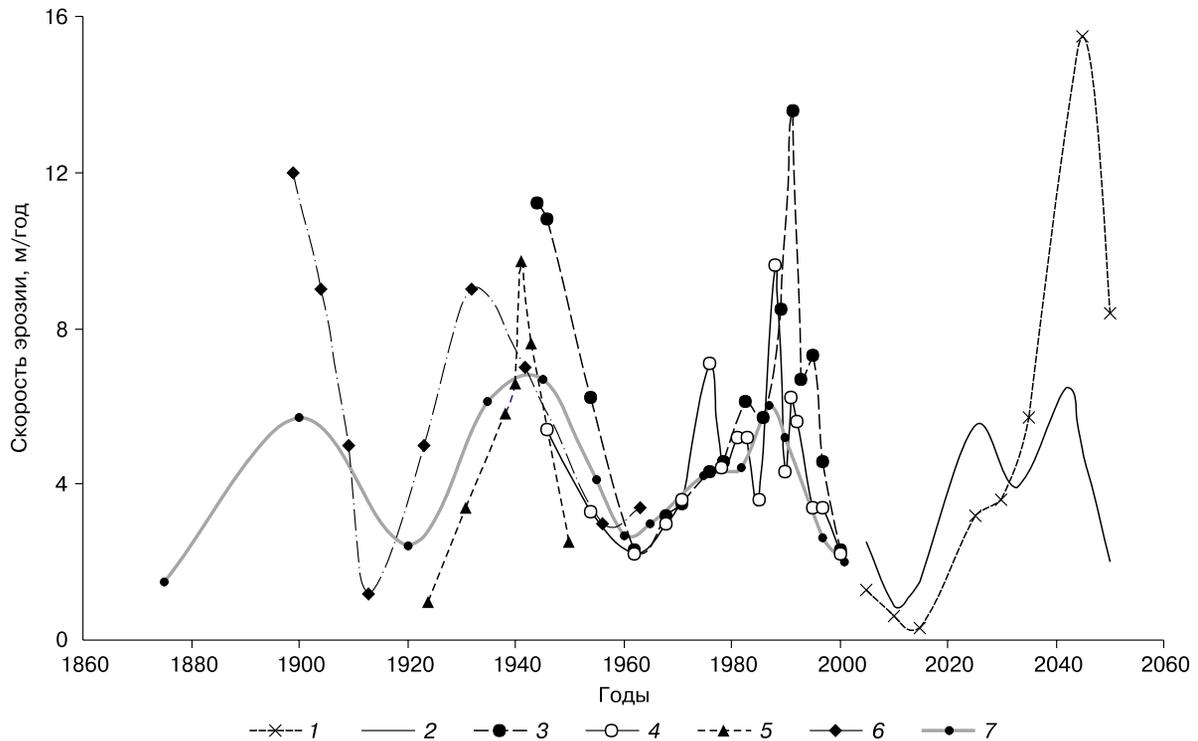


Рис. 7. Средние скорости эрозии льдистых берегов восточных арктических морей:

1, 2 – прогнозируемые по сценариям I и II соответственно; 3–6 – измеренные: 3, 4 – в районе мысов Крестовского и Мало-го Чукочьего (3 – высота клифов 0,7–2,0 м, 4 – 1–30 м), 5 – на северном побережье о. Семеновского и 6 – моря Бофорта. Жирная кривая 7 – осредненные данные по всем изученным участкам побережья.

Повторяемость штормовых ветров морских румбов в исследуемых районах арктического побережья, рассчитанная по (10), в течение первой половины XXI в. будет изменяться в пределах 2,9–7,1 %. Ее средняя величина составит 4,7 %, что совпадает с среднемноголетней повторяемостью штормов здесь в 1930–1990-е гг. В это время она изменялась вдоль побережья от 3,9 до 6,2 %. Сохранение среднего значения при ритмичном изменении параметров системы следует, по-видимому, из соответствующей теоремы классической механики. Этот факт может свидетельствовать в какой-то мере о верном подходе к проблеме долгосрочного предсказания изменений факторов динамики береговой криолитозоны.

При прогнозировании скорости эрозии (табл. 6, рис. 7) использовались средние в рассматриваемом регионе параметры уравнения (11): $\psi = 0,013$, $p_0 = 3,5$, льдистость отложений 50 % и, следовательно, $\chi_0 = 8,06$. Высота клифов изменялась от 0,7 до 30 м.

Экстремальные темпы разрушения льдистых берегов в 2025 и 2040–2045 гг. будут вызваны резонансом при совпадении максимумов предполагаемых вариаций средней летней температуры воздуха и повторяемости штормовых нагонных вет-

ров. Совпадение минимумов этих климатических характеристик обусловит затухание береговых криогенных процессов в 2010–2015 гг. Для сравнения с прогнозными данными приведены измеренные средние скорости разрушения льдистых берегов восточных арктических морей. Как видно, в их многолетних изменениях прослеживается ритмика с периодом 40–50 лет. Вместе с тем необходимо отметить, что участок кривой в конце XIX–начале XX вв. построен по очень малому количеству данных, полученных в основном на Новосибирских о-вах и побережье моря Бофорта [Толль, 1897; Арз, 1985; Mackay, 1963].

Сценарий I приблизительно соответствует изменениям летних температур в арктических районах Якутии, предполагаемым по сценарию глобального потепления климата на $(3 \pm 1,5)^\circ\text{C}$ к середине XXI в. [Гаврилова и др., 1996]. Однако тестирование результатов прогноза в начале XXI в. показывает (табл. 7), что более вероятна тенденция развития берегов в соответствии со сценарием II, по крайней мере до 2010–2015 гг.

Приведенные в табл. 7 фактические данные были получены в 1997–2004 гг. на побережье морей Лаптевых и Восточно-Сибирского: о. Муостах, Быковский п-ов, Оягосский берег пролива Д. Лап-

Таблица 7. Прогнозируемые и фактические скорости эрозии льдистых берегов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского для начала XXI в.

Высота клифов, м	Скорости эрозии, м/год		
	прогнозируемые в 1996–2005 гг. с помощью модели (11)*		измеренные в 1997–2004 гг. на семи изученных участках побережья
	Сценарий I $T_{\text{л}} = 2,22 \text{ }^{\circ}\text{C}$	Сценарий II $T_{\text{л}} = 2,71 \text{ }^{\circ}\text{C}$	
0,7–2**	3,3	4,5	4,6
1–8	2,0–3,7 (2,8)	2,7–5,0 (3,8)	3,1–4,8 (3,8)
8–15	1,5–2,8 (2,2)	2,0–3,8 (2,9)	1,2–4,2 (2,95)
15–30	1,0–1,3 (1,1)	1,3–1,7 (1,5)	1,2–2,1 (1,6)
1–30	1,3–2,6 (2,0)	1,9–3,5 (2,7)	1,2–4,8 (2,8)

* Параметры уравнения (11): $L = 50 \%$, $\psi = 0,013$, $\chi_0 = 8,06$, $F_{\Sigma} = -0,95 \cdot 10^{-6} \text{ см/с}^2$.

** Для района мыса Крестовского ($\psi = 0,007$).

тева, районы побережья к западу от устья р. Колымы. Использовались методы анализа повторных аэрофото- и космоснимков в сочетании с инструментальными измерениями на местности [Григорьев и др., 2000; Разумов, 1996б, 2000, 2001; Are et al., 2000; Grigoriev et al., 2001, 2002, 2003].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее динамичное взаимодействие между компонентами системы атмосфера–море–береговая криолитозона происходит в районах распространения ледового комплекса, который характеризуется большими (до 50 м) мощностями отложений, пронизанных повторно-жильными льдами, причем нередко подошва жил располагается ниже уровня моря. Высокое содержание льда в отложениях этого комплекса обуславливает быстрое разрушение его при взаимодействии с морской водой. Среднемноголетние скорости эрозии на изученных участках побережья составляют 0,5–7,5 м/год, максимальные достигают 15–20 м/год.

Мониторинг динамики криогенных процессов (термоабразия, термоденудация, термокарст, криосолифлюкция, термоэрозия) на экспериментальных участках побережья восточных арктических морей в настоящее время не дает оснований утверждать о существенной активизации этих деструктивных процессов в рассматриваемом регионе. Напротив, проведенными исследованиями выявлены даже тенденции их затухания в последнее десятилетие. Усиление эрозии берегов в 1930–1950-х и в середине 1970-х – начале 1990-х гг. обусловлено относительными потеплениями климатических условий в указанные интервалы времени, ослабление этого процесса связано с похолоданиями третьей четверти и последнего десятилетия XX в. Кроме того, оценки скорости эро-

зии для протяженных береговых участков и длительных интервалов времени примерно в 3 раза ниже, чем приводимые в этой работе и во многих других источниках данные для относительно коротких наиболее активных участков берега.

Аналитическое решение уравнения состояния береговых криогенных комплексов показывает, что необходимые условия катастрофического разрушения берегов в восточной Арктике возникают в том случае, когда средняя летняя температура воздуха на побережье превысит $4 \text{ }^{\circ}\text{C}$. При этом по экспоненциальному закону резко возрастает неустойчивость льдистых берегов к внешним воздействиям, которые зачастую оказываются достаточным условием для весьма интенсивного разрушения береговой криолитозоны. Средние скорости эрозии льдистых берегов могут достигать нескольких десятков метров в год на тех участках побережья, где они при “нормальных” климатических условиях ($T_{\text{л}} = 2,8 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $p = 4,3 \%$) не превышают 2–5 м/год.

Усовершенствованная функциональная структура модели динамики льдистых берегов в нестационарных климатических условиях включает количественное описание воздействия вариаций повторяемости штормов, сопряженных с колебаниями средней летней температуры воздуха, на динамику береговой криолитозоны и имеет прогностический выход. Это позволяет, во-первых, прогнозировать темпы эрозии берегов восточных арктических морей России в связи с предполагаемыми изменениями климатических условий в XXI в., во-вторых, повысить достоверность оценок интенсивности берегоформирующих процессов для сравнительно небольших интервалов лет на 23 %. Полученная цифра близка к оценке реального, зафиксированного вклада повторяемости штормов в эти процессы [Разумов, 2002].

Прогноз тенденций развития льдистых берегов восточных арктических морей выполнен по двум сценариям изменений средней летней температуры воздуха в первой половине XXI в. Максимальная активность деструктивных береговых криогенных процессов предполагается в 2040–2045 гг., когда скорости эрозии могут достигать по разным сценариям в среднем от 5–7 до 15 м/год, а на отдельных участках низких берегов – от 9–12 до 30 м/год. Минимальные темпы разрушения изученных берегов, ожидаемые в 2010–2015 гг., составят в среднем 0,3–1,1 м/год. Резкий скачок интенсивности и почти полное затухание береговых криогенных процессов будут обусловлены совпадением в указанные годы экстремумов вариаций средней летней температуры воздуха и повторяемости разрушительных штормов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-05-64384-а) и программы-14 Президиума РАН.

Литература

- Алексеев Г.В., Александров Е.И., Священников П.Н., Харланенкова Н.Е.** О взаимосвязи колебаний климата в Арктике и в средних широтах // Метеорология и гидрология, 2000, № 6, с. 5–17.
- Арз Ф.Э.** Основы прогноза термоабразии берегов. Новосибирск, Наука, 1985, 172 с.
- Арз Ф.Э.** Термоабразия морских берегов. М., Наука, 1980, 158 с.
- Воробьев В.Н.** К изучению 19-летних приливных колебаний среднего уровня моря в высоких широтах Земли // Океанология, 1969, т. IX, вып. 6, с. 959–965.
- Гаврилова М.К.** Современный климат и вечная мерзлота на континентах. Новосибирск, Наука, 1981, 112 с.
- Гаврилова М.К., Федоров А.Н., Варламов С.П. и др.** Влияние климата на мерзлотные ландшафты Центральной Якутии. Якутск, ИМЗ СО РАН, 1996, 152 с.
- Гаккель Я.Я.** Наука и освоение Арктики. Л., Морской транспорт, 1957, 132 с.
- Гаккель Я.Я.** Разрушение острова Семеновского // Пробл. Арктики, 1958, вып. 4, с. 95–97.
- Геологическая карта** Якутской АССР. М-б 1:1 500 000. Л., ГУГК, 1978.
- Геологическая карта** Северо-Востока СССР. М-б 1:1 500 000. Л., ГУГК, 1982.
- Григорьев М.Н.** Криоморфогенез устьевой области р. Лены. Якутск, ИМЗ СО РАН, 1993, 176 с.
- Григорьев М.Н., Куницкий В.В., Разумов С.О.** Исследования динамики разрушения льдистых берегов на северном побережье РС (Якутия), твердого выноса на шельф и прогноз развития термоабразии. Геологические и геокриологические проблемы. Якутск, Госкомгеология РС (Я), 2000, 42 с.
- Грищенко В.Д.** Исследования подводного рельефа дрейфующих льдов // Тр. XXIII Междунар. географической конф. “География полярных стран”. Л., 1976, с. 75–76.
- Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Бардин М.Ю. и др.** Изменения климата 2001. Обзор состояния и тенденций изменения климата России. М., ИГКЭ РАН, 2002, 30 с.
- Ермолаев М.М.** Геологический и геоморфологический очерк о. Бол. Ляховского // Полярная геофизическая станция на о. Бол. Ляховском. Ч. I, вып. 7. Л., Изд-во АН СССР, 1932, с. 147–228.
- Клиге Р.К.** Оценка современных вертикальных движений морских берегов по изменению уровня океана // Береговая зона моря. М., Наука, 1981, с. 11–17.
- Климатологический справочник** Советской Арктики. Т. 232, № 2. Л., Морской транспорт, 1961, 306 с.
- Клюев Е.В.** Термическая абразия прибрежной полосы полярных морей // Изв. ВГО, 1970, т. 102, вып. 2, с. 129–135.
- Конищев В.Н., Колесников С.Ф.** Особенности строения и состава позднеледниковой отложений в обнажении Оягосский Яр // Пробл. криолитологии, 1981, вып. IX, с. 107–117.
- Корн Г., Корн Т.** Справочник по математике для научных работников и инженеров. М., Наука, 1977, 831 с.
- Куницкий В.В.** Криолитология низовья Лены. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1989, 164 с.
- Куницкий В.В.** Ледовый комплекс и криопланационные террасы острова Бол. Ляховского // Проблемы геокриологии. Якутск, ИМЗ СО РАН, 1998, с. 60–72.
- Куницкий В.В.** О криогенном строении покровных образований Анабаро-Оленекского плато // Общее мерзловедение: Материалы III Междунар. конф. по мерзловедению. Новосибирск, Наука, 1978, с. 87–95.
- Леонтьев О.К.** Основы геоморфологии морских берегов. М., Изд-во МГУ, 1961, 418 с.
- Ломаченков В.С.** Об основных этапах геологического развития Лено-Колымской приморской низменности в позднечетвертичную и современную эпохи // Четвертичный период в Сибири. М., Наука, 1966, с. 283–288.
- Лощия** Восточно-Сибирского моря. Л., МО СССР, ГУНИО, 1978, 224 с.
- Максимов И.В.** К изучению изменений сил приливного типа в Арктике // Океанология, 1967, т. VII, № 5, с. 868–878.
- Мерзлотные ландшафты** Якутии. Пояснительная записка к Мерзлотно-ландшафтной карте Якутской АССР м-ба 1:2 500 000 / А.Н. Федоров, Т.А. Ботулу, С.П. Варламов и др. Новосибирск, ГУГК, 1989, 170 с.
- Митт К.Л.** К морфологии и динамике Анабаро-Оленекского берега моря Лаптевых // Океанология, 1964, № 4, с. 660–668.
- Мустафин Н.В.** О катастрофических нагонах в юго-восточной части моря Лаптевых // Пробл. Арктики и Антарктики, 1961, вып. 7, с. 33–38.
- Новиков В.Н.** Новые данные о темпе отступления термоабразионных берегов // Береговая зона моря. М., Наука, 1981, с. 133–135.
- Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др.** Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М., ГЕОС, 1998, 187 с.
- Попов А.И.** Об условиях формирования осадочно-криогенного комплекса в плейстоцене на приморских равнинах Субарктики // Пробл. криолитологии, 1983, вып. 11, с. 19–37.
- Разумов С.О.** Реликты субаэрального криогенного микро-рельефа на шельфе Восточно-Сибирского моря // Криолитозона и подземные воды Сибири. Морфология криолитозоны. Якутск, ИМЗ СО РАН, 1996а, с. 118–129.
- Разумов С.О.** Динамика морских термоабразионных берегов в связи с особенностями мерзлотно-климатических условий (на примере Колымского залива Восточно-Сибирского моря): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Якутск, 1996б, 24 с.
- Разумов С.О.** Скорость термоабразии морских берегов как функция климатических и морфологических характеристик побережья // Геоморфология, 2000, № 3, с. 88–94.
- Разумов С.О.** Моделирование эрозии берегов арктических морей в меняющихся климатических условиях // Криосфера Земли, 2001, т. V, № 1, с. 53–60.
- Разумов С.О.** Модель динамики льдистых берегов с переменными составляющими абразионной активности моря в нестационарных климатических условиях // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 3, с. 35–44.
- Разумов С.О.** Модель эрозии льдистых морских берегов в условиях многолетних колебаний средней летней температуры воздуха и стационарной повторяемости штормов // Криосфера Земли, 2003, т. VII, № 4, с. 39–50.
- Рутковский В.А.** Некоторые особенности ветрового волнения в глубинной и мелководной частях залива // Океанология, 1971, № 1, с. 35–43.
- Сиско Р.К.** Особенности морфологии и динамики термоабразионных берегов острова Новая Сибирь // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., Наука, 1971, с. 63–67.

- Совершаев В.А.** Влияние морских льдов на развитие криолитозоны арктического шельфа (на примере восточных арктических морей) // Криолитозона арктического шельфа. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1981, с. 70–83.
- Советская Арктика:** моря и острова. Физико-географическая характеристика / В.Ю. Визе и др. М.; Л., Изд-во Главсевморпути, 1946, 150 с.
- Советская Арктика:** моря и острова Северного Ледовитого океана. М., Наука, 1970, 525 с.
- Справочник** по климату СССР. Якутская АССР: Температура воздуха и почвы. Вып. 24. Л., Гидрометеиздат, 1966, 398 с.
- Справочник** по климату СССР. Температура воздуха и почвы. Вып. 21. Л., Гидрометеиздат, 1967, 506 с.
- Суздальский О.В.** Литодинамика мелководья Белого, Баренцева и Карского морей // Геология моря, 1974, вып. 3, с. 27–33.
- Суховой В.Ф.** Моря Мирового океана. Л., Гидрометеиздат, 1986, 287 с.
- Суходровский В.Л.** Криогенно-флювиальный рельеф Колымской низменности в свете новых данных // Региональные и теплофизические исследования мерзлых горных пород в Сибири. Якутск, Кн. изд-во, 1976, с. 26–37.
- Сухоцкий В.И.** Новые следы острова Диомид в море Лаптевых // Летопись Севера. Т. VI. М., Мысль, 1972, с. 291–295.
- Толь Э.В.** Ископаемые ледники Новосибирских островов, их отношение к трупам мамонтов и к ледниковому периоду // Зап. Императорского Рус. геогр. о-ва, 1897, т. XXXII, № 4, 139 с.
- Томирдиаро С.В., Черненький Б.И.** Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и Субарктики. М., Наука, 1987, 198 с.
- Фартышев А.И.** Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск, Наука, 1993, 136 с.
- Филлипс О.** Динамика верхнего слоя океана. М., Мир, 1969, 267 с.
- Are F.E.** The contribution of shore thermoabrasion to the Laptev Sea sediment balance // Proc. of the Seventh Intern. Permafrost Conf., Yellowknife, Canada, 1998, p. 25–30.
- Are F.E., Grigoriev M.N., Hubberten H.-W. et al.** Coastal erosion studies in the Laptev Sea expeditions in Siberia in 1999 // Rep. on Polar Res., 2000, vol. 354, p. 65–74.
- Grigoriev M.N.** Shore erosion in the apex of the Lena Delta // Rep. on Polar and Marine Res., 2003, vol. 466, p. 92–95.
- Grigoriev M.N., Rachold V., Are F.E. et al.** Coastal dynamics in the western Laptev Sea // Rep. on Polar Res., 2001, vol. 388, p. 54–59.
- Grigoriev M.N., Are F.E., Hubberten H.-W. et al.** Peculiarities of coastal processes and shoreline dynamics of the accumulative-erosive coastal system in the northwest of the Lena Delta // Rep. on Polar and Marine Res., 2002, vol. 426, p. 64–70.
- Grigoriev M.N., Are F.E., Hubberten H.W. et al.** Onshore coastal studies – coastal dynamics at key sites of the New Siberian Islands, Dmitry Laptev Strate and Buor-Khaya Bay // Rep. on Polar and Marine Res., 2003, vol. 466, p. 326–329.
- Mackay J.R.** Notes on the shoreline recession along the coast of the Yukon Territory // Arctic, 1963, vol. 16, No. 3, p. 195–197.

*Поступила в редакцию
24 ноября 2005 г.*