

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ШЕЛЬФЕ И ПОБЕРЕЖЬЕ
АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

УДК 551.345:551.351

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2017-1(36-45)

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ БЕРЕГОВ МОРЕЙ
ЛАПТЕВЫХ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ГОЛОЦЕНА

С.О. Разумов, М.Н. Григорьев

*Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН,
677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия; razum55@mail.ru, grigoriev@mpi.ysn.ru*

Разработаны две математические модели динамики берегов восточных сибирских морей: многофакторная и мультипликативная феноменологическая. Эти модели использованы для оценки темпов разрушения льдистых берегов указанных морей в голоцене. Максимальная активность термоабразии льдистых берегов в голоцене (10–20 м/год) имела место в суббореальный период, а также в раннем средневековье (8–15 м/год). В течение последних 500 лет средняя скорость отступления криогенных берегов большую часть времени не превышала 2–6 м/год. Однако в последние 40 лет она резко возросла до 8–19 м/год. Современные климатические условия и темпы разрушения льдистых берегов оказались близки к таковым в оптимум атлантического и суббореального периодов второй половины голоцена, когда аномалии средней температуры воздуха сезона оттаивания (июль–сентябрь) достигали 2 °С и более, а многолетние льды в сибирских морях отсутствовали.

Динамика берегов, математическое моделирование, многофакторная и мультипликативная модели, средняя температура воздуха сезона оттаивания, морские многолетние льды

MODELING OF COASTAL DYNAMICS OF THE LAPTEV AND EAST SIBERIAN SEAS
IN THE SECOND HALF OF HOLOCENE

S.O. Razumov, M.N. Grigoriev

*Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, 36, Merzlotnaya str., Yakutsk,
677010, Russia; razum55@mail.ru, grigoriev@mpi.ysn.ru*

Two mathematical models of the Laptev and East Siberian seas coastal dynamics – multifactor model and multiplicative phenomenological model – have been developed and used for evaluation of the ice-rich coast degradation rate during the Holocene. Thermo-erosion affecting ice-rich coasts occurred most intensely in the Holocene during the Subboreal period (from 10 to 20 m/year) and in the Early Middle Ages (8–15 m/year). Over 500 years BP the average retreat rate of the cryogenic coasts most of the time had not exceeded 2 to 6 m/year. However, it has drastically increased to 8–19 m/year in the last 40 years. Contemporary climatic conditions and retreat rates of ice-rich coasts have been found to be close to those existing during the Atlantic and Subboreal optimums of the second half of Holocene, when the mean air temperature anomalies had reached 2 °C and more during the thawing season (July through September), in the absence of multiyear ice in the Siberian seas.

Coastal dynamics, mathematical modeling, multifactor and multiplicative models, average air temperature of the thawing season, multiyear sea ice

ВВЕДЕНИЕ

Разработка математических моделей динамики криогенных морских берегов в голоцене может быть весьма полезна в ходе исследований эволюции криолитозоны сибирского шельфа, в частности, для оценки времени затопления прибрежных многолетнемерзлых толщ в условиях развития термоабразии берегов. Результаты моделирования динамики берегов в голоцене необходимы при расчетах современного температурного поля и по-

ложения границ мерзлоты в прибрежно-шельфовой зоне арктических морей. На основе моделирования можно сравнить приближенно современные активность береговых процессов и климатические условия с их изменениями, например, в течение последних 5 тыс. лет.

Для восточного сектора Арктики, кроме модели [Григорьев и др., 2006], известны прогностические модели Ю.А. Павлидиса и И.О. Леонтьева

[2000]. Разработанная ими методика моделирования относится к песчаным берегам Восточно-Сибирского моря в районе мыса Биллингса. По сути, это математическая модель динамики аккумулятивного песчаного вала. Количественно оценить динамику термоабразионных берегов, сложенных в основном льдистыми тонкодисперсными пылеватыми породами, с помощью этой модели невозможно. Другие примеры моделирования, в которых бы количественно оценивалась реакция льдистых берегов восточных арктических морей России на комплексное воздействие природных факторов (климатических, мерзлотно-геологических, морфологических), авторам не известны.

Оценка динамики берегов восточных сибирских морей во второй половине голоцена проводилась по двум числовым моделям: модифицированной многофакторной математической модели [Григорьев и др., 2006] и новой мультипликативной феноменологической модели. Модели воспроизводят динамику криогенных берегов в связи с климатическими изменениями и с учетом мерзлотно-геологических и геоморфологических условий на побережье. При этом нами впервые обоснована и количественно сформулирована связь меж-

ду основными климатическими факторами развития термоабразии берегов – повторяемостью штормовых ветров морских направлений и температурой воздуха сезона оттаивания (июль, август, сентябрь) в прибрежных районах восточных арктических морей России.

Предлагаемые модели динамики берегов сибирских морей в голоцене и полученные результаты моделирования, по-видимому, единственные, так как аналогичных математических моделей в известной авторам отечественной и зарубежной литературе найдено не было. Применение только одной из этих моделей для исследования активности береговых процессов в голоцене не дает возможности сопоставить результаты расчетов с какими-либо другими данными, если учесть отсутствие данных наблюдений. Поэтому с помощью двух моделей предполагается более обоснованно оценить динамику льдистых берегов в указанное время.

РАЙОНЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для моделирования выбраны несколько районов побережья в западной и восточной частях моря Лаптевых и в западной части Восточно-Сибирского моря.

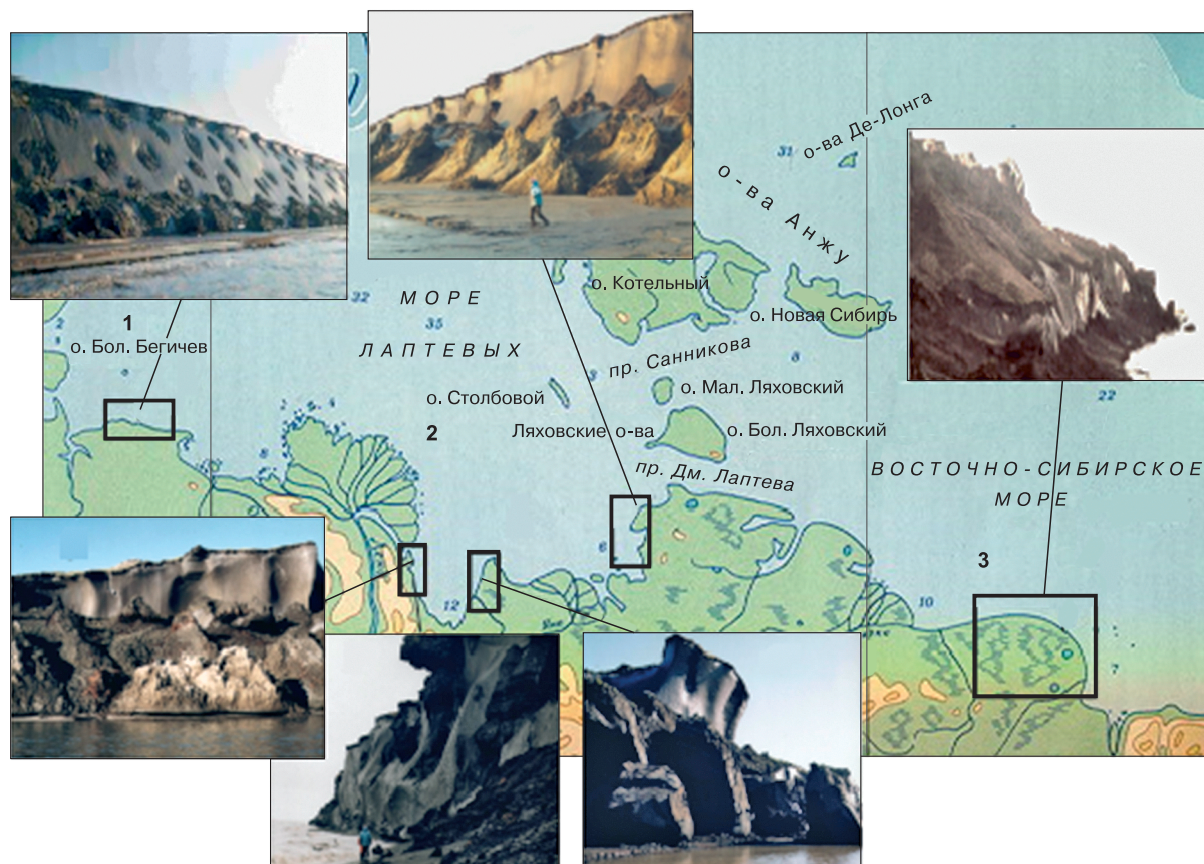


Рис. 1. Районы исследований:

1 – Анабаро-Оленекский сектор; **2** – участки в восточном секторе моря Лаптевых; **3** – Колымо-Индибирский сектор. На врезках – типичные льдистые береговые уступы восточных сибирских морей (фото М.Н. Григорьева).

бирского моря, где проводились многолетние измерения темпов отступления берегов (рис. 1). Исследуемые берега сложены позднеплейстоценовым ледовым комплексом и голоценовыми озерно-термокарстовыми отложениями. Ледовый комплекс представлен мощными повторно-жильными льдами, которые в береговых обнажениях прослеживаются от поверхности до подошвы уступа и, по-видимому, распространяются до 10–15 м ниже уреза моря. Ширина ледяных жил изменяется от 3 до 7 м и более. Расстояние между осями жил 8–12 м. Минеральная составляющая представлена тяжелыми и легкими пылеватыми супесями, часто с прослоями легких суглинков, а иногда – пылеватых песков. Озерно-термокарстовый комплекс сложен преимущественно тяжелыми и в меньшей степени средними и легкими пылеватыми суглинками, прорванными повторно-жильными льдами. Преобладающая ширина верхней части жил 2–3 м. Нередко встречаются жилы шириной 1.0–1.5 м, а иногда – до 4 м. Мощность жильных льдов достигает 5–8 м. На прибрежной суше развит полигональный рельеф. Наиболее часто встречаются 4-угольные полигоны, размеры которых изменяются в основном от 7 до 15 м, но местами достигают 20 м и более.

В Анабаро-Оленекском секторе моря Лаптевых высота исследуемых береговых уступов изменяется от 15 до 20 м, льдистость пород, слагающих берега, – от 35 до 50 %. На участках в восточном секторе моря Лаптевых высота берегов достигает 20–30 м, льдистость пород – 40–60 %. В Колымо-Индигирском секторе Восточно-Сибирского моря высота исследуемых берегов не выходит за пределы 12–30 м, льдистость пород изменяется от 30 до 70 %. В рассматриваемых районах средняя глубина моря на линиях разгона волн составляет 8–10 м. Средняя скорость ветра в течение шторма равна 12–13 м/с. Расстояние от береговой линии до границы многолетних льдов изменяется в пространстве и времени (от 40 до 700 км). Приведенные количественные характеристики позаимствованы в базе данных [Григорьев, 2008] и публикации ях [Разумов, 2002, 2003].

ФИЗИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ МОДЕЛЕЙ И ИХ МАТЕМАТИЧЕСКОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ

Многофакторная математическая модель. В функционировании системы “атмосфера–море–береговая криолитозона” важную роль играют изменения средней температуры воздуха сезона оттаивания, оказывающей наиболее разрушительное воздействие на льдистые берега по сравнению с другими основными природными факторами развития термоабразии берегов: динамикой границы дрейфующих льдов, продолжительностью безледного периода, повторяемостью штормовых ветров морских румбов, а также мерзлотно-геологиче-

ским и геоморфологическим строением берегов и подводного берегового склона [Разумов, 2002].

Усиление потоков тепла при повышении средней летней температуры вызывает, с одной стороны, возрастание энтропии береговых криогенных комплексов и, следовательно, уменьшение их устойчивости к воздействиям моря, так как повышается средняя температура пород в слое годовых колебаний и увеличивается расчлененность клифа по вытаявающим жильным льдам. С другой стороны, усиливается гидродинамическое воздействие акватории на берег вследствие возрастания повторяемости штормов морских румбов и увеличения пространств открытой воды, а также длительности безледного периода и, следовательно, продолжительности термоабразионного процесса.

Изменения устойчивости берегов при деградации подземных льдов, продолжительности безледного времени и положения границы дрейфующих льдов, вызванные колебаниями термической составляющей климата, совместно обуславливают в среднем 70 % общей изменчивости темпов разрушения льдистых берегов. Индивидуальный вклад разрушительных штормов в развитие термоабразии составляет, по расчетам авторов, около 20 %. Активность абразионно-аккумулятивной деятельности моря в береговой зоне, связанная с морфологией дна и глубиной моря на линии разгона волн, обуславливает около 10 % вклада основных факторов в развитие термоабразионного процесса [Разумов, 2002, 2003].

В этой модели климатические вариации и пространственная неоднородность мерзлотно-геологических характеристик являются основными факторами, влияющими на темпы разрушения арктических берегов. Средняя температура воздуха сезона оттаивания – универсальный показатель активности береговых криогенных процессов, который оказывает влияние на скорость термоабразии опосредованно, через все упомянутые основные берегоформирующие факторы. Активность береговых криогенных процессов математически сформулирована в виде уравнения скорости термоабразии берегов $v_a = v_a(D, R)$ с решением [Григорьев и др., 2006]

$$v_a = D/R. \quad (1)$$

Здесь D (destroy) – способность моря разрушать берега, или показатель абразионной активности моря (безразмерная величина), зависит от продолжительности безледного периода, динамики границы дрейфующих льдов и повторяемости штормовых ветров морских румбов (эти три фактора связаны с температурой воздуха сезона оттаивания), а также от глубины моря на линии разгона волн; R (resistant) – способность берегов сопротивляться воздействию моря, или коэффициент сопротивле-

ния берегов (год/м), зависит от температуры, льдистости и механического состава слагающих берега пород, высоты береговых уступов и средней температуры воздуха в сезон оттаивания.

Рассматриваемая модель включает уравнение, связывающее повторяемость штормовых ветров морских румбов с суммой горизонтальных составляющих приливных сил, которые были рассчитаны для прогноза до середины XXI в. В известной авторам литературе не найдено методик и данных для вычисления этих сил в течение нескольких тысяч лет во второй половине голоцена, и, следовательно, эту модель невозможно применить в неизменном виде для количественной оценки динамики берегов в голоцене. Поэтому в отношении повторяемости штормов модель авторами обновлена, исходя из следующего предположения: в восточной Арктике штормовая активность акваторий функционально связана со средней температурой воздуха сезона оттаивания. В результате аналитического решения системы канонических уравнений, приведенных в [Григорьев и др., 2006, с. 88], авторами получена формула, описывающая эту связь:

$$p = \exp\left[0.7 + \left(\bar{T} + \Delta T\right) / 2.8\right],$$

$$T = \bar{T} + \Delta T,$$

где p – повторяемость штормовых ветров морских румбов скоростью более 10 м/с, %; T – средняя температура воздуха сезона оттаивания в расчетный интервал времени (годы), °С; \bar{T} – климатическая норма температуры воздуха сезона оттаивания, определяемая как среднее значение в принятом в климатологии стандартном базовом интервале 1961–1990 гг. [Алексеев и др., 2010]; ΔT – аномалии температуры воздуха сезона оттаивания – отклонения температуры воздуха сезона оттаивания в расчетные интервалы времени от ее климатической нормы.

Полученная формула впервые используется в моделировании динамики льдистых берегов, а предлагаемая многофакторная модель динамики берегов в голоцене отличается от варианта модели [Григорьев и др., 2006], который был применен для прогнозирования динамики берегов в XXI в. Ввиду того, что модель была авторами обновлена и поставлены другие задачи моделирования, обозначения абразионной активности моря и коэффициента сопротивления берегов также были изменены.

Мультипликативная феноменологическая модель базируется на зависимости темпов разрушения берегов от двух связанных между собой факторов: повторяемости ветров морских румбов скоростью более 10 м/с и средней температуры воздуха сезона оттаивания. Эта зависимость установлена в результате анализа данных измерений

на ключевых участках берегов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского и синхронных наблюдений на береговых метеостанциях [Григорьев и др., 2006]. Связи динамики льдистых берегов с температурой воздуха сезона оттаивания T (рис. 2, а) и с повторяемостью штормовых ветров морских румбов p (рис. 2, б) относительно слабые, характеризуются нормированными коэффициентами корреляции 0.74 и 0.75 соответственно. При этом скорость отступления льдистых берегов весьма тесно связана с произведением pT , нормированный коэффициент корреляции составляет около 0.99. Эта связь с высокой достоверностью аппроксимирована линейной зависимостью (см. рис. 2, в):

$$v_a = 0.2 + 0.206p(\bar{T} + \Delta T). \quad (2)$$

Коэффициент корреляции между p и T составляет 0.62. Связь слабая, но тенденция изменения повторяемости штормов при потеплении сезона оттаивания очевидна (см. рис. 2, з) и аппроксимирована уравнением

$$p = 2.9 \exp\left[0.22(\bar{T} + \Delta T)\right].$$

В основе феноменологической модели динамики берегов заложены приближения, связанные с пространственной неоднородностью мерзлотно-геологических и геоморфологических условий на арктическом побережье. Уравнение (2) воспроизводит осредненные скорости отступления берегов средней высотой 15–20 м, сложенных супесчано-суглинистыми осадками со средней объемной льдистостью 50 %, в различных климатических условиях. Вместе с тем в исследуемых районах породы, слагающие льдистые берега, изменяются от пылеватых песков и песчанистых алевролитов до тяжелых суглинков. Объемная льдистость пород изменяется от 30 до 70 %, высота береговых уступов – от 12 до 30 м.

Для каждого участка береговой линии, отличающегося мерзлотно-геологическим строением от соседних участков, следовало бы отыскать аналогичное (2) уравнение с другими числовыми коэффициентами. Но ввиду ограниченного количества фактических данных по скорости термоабразии это условие невыполнимо. Поэтому для моделирования динамики берегов в голоцене авторы применили уравнение (2), полученное для осредненных мерзлотно-геологических и геоморфологических характеристик рассматриваемых секторов побережья восточных сибирских морей.

Итак, многофакторная модель учитывает изменения в пространстве и времени климатических и мерзлотно-геологических характеристик (рис. 3, а). В феноменологической модели динамика берегов связана с пространственно-временными изменениями климатических характеристик при пространственно осредненных мерзлотно-геологических условиях (см. рис. 3, б).

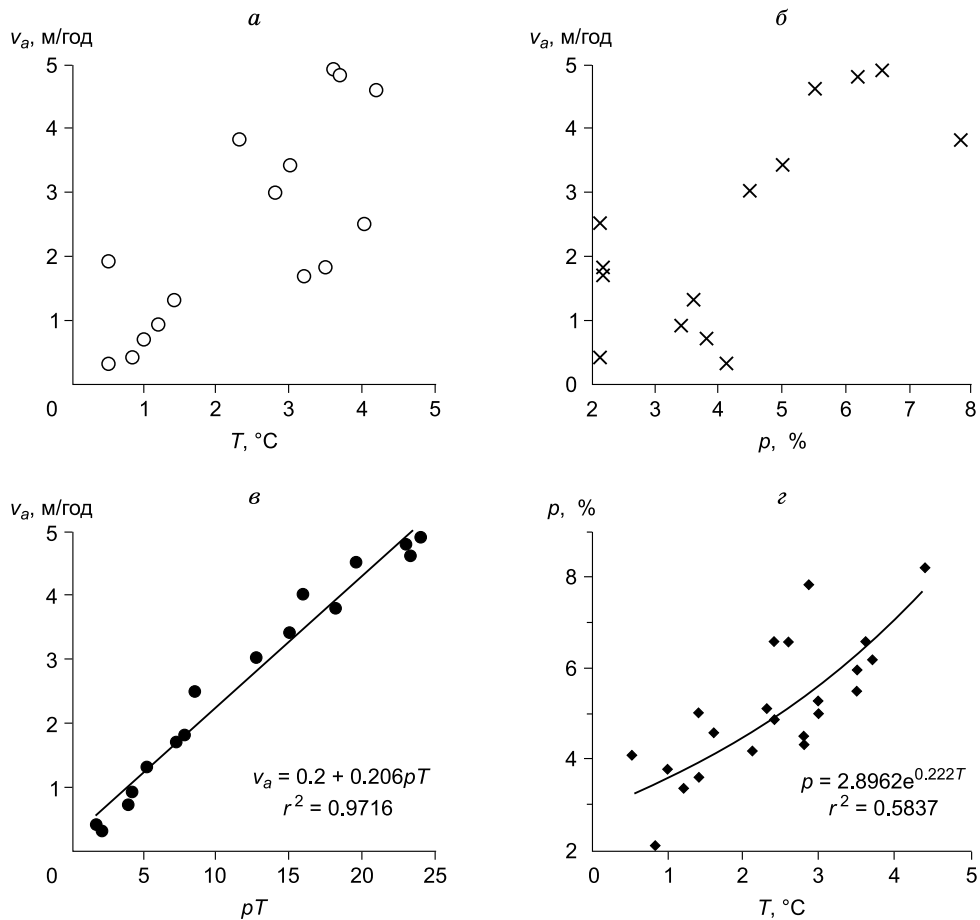


Рис. 2. Зависимость скорости разрушения льдистых берегов v_a от средней температуры воздуха сезона оттаивания T (а), от повторяемости штормов морских румбов p (б), от произведения pT (в) и связь повторяемости штормов морских румбов со средней температурой воздуха сезона оттаивания (г).

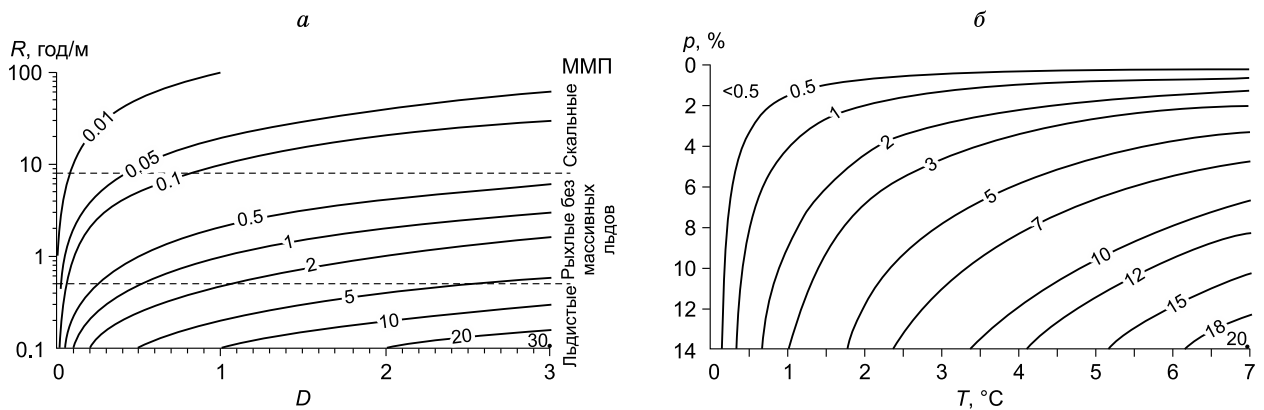


Рис. 3. Многофакторная математическая DR -модель динамики берегов (а) и мультипликативная феноменологическая pT -модель динамики льдистых берегов (б).

Изолинии – скорость разрушения берегов (v_a , м/год).

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ
ЛЬДИСТЫХ БЕРЕГОВ МОРЕЙ ЛАПТЕВЫХ
И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО В ГОЛОЦЕНЕ**

Представленные модели использованы для оценки темпов отступления льдистых берегов в изменяющихся климатических условиях голоцена. Оценка основана на связи между площадью или количеством многолетних льдов в морской Арктике (Северном Ледовитом океане с морями) и аномалиями температуры воздуха сезона оттаивания относительно ее климатической нормы: $3.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ для морской Арктики и $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ для восточных сибирских морей (рис. 4). Количество льдов – принятый в океанологии термин, который обозначает занимаемую льдами часть площади акватории в процентах от общей площади акватории.

Морские льды мгновенно реагируют на межгодовые изменения средних температур воздуха сезона оттаивания. Нормированный коэффициент корреляции между аномалиями температуры и площадью льдов по 45 парам синхронных значений составил -0.824 . При сдвиге величин площади льдов относительно аномалий температур воздуха на 1–2 года вперед и назад абсолютная величина коэффициента корреляции уменьшается до -0.76 и -0.54 соответственно.

По расчетам М.И. Бudyko, повышение летних температур воздуха на $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (относительно климатической нормы) привело бы к уничтожению всех многолетних льдов в морской Арктике в течение 4 лет [Борисов, 1970]. Это значение аномалии температуры принято в качестве краевого условия полного исчезновения многолетних льдов. Уравнения, связывающие аномалии средней летней

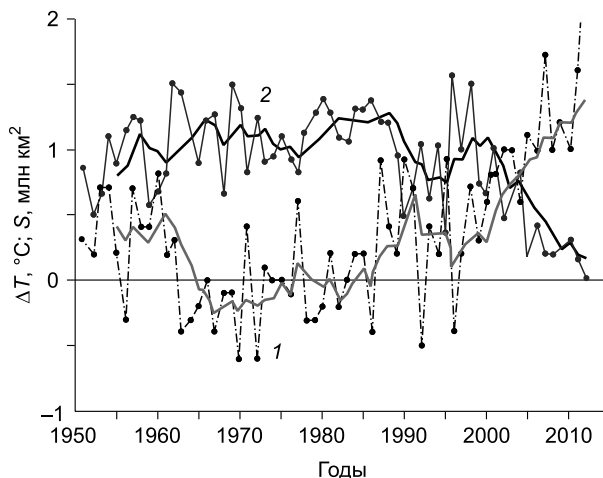


Рис. 4. Изменения во времени климатических характеристик в восточных сибирских морях:

1 – аномалий средней температуры воздуха сезона оттаивания ΔT , $^{\circ}\text{C}$; 2 – площади многолетних льдов S , млн km^2 [Алексеев и др., 2010; Schiermeier, 2012]. Жирные линии – сглаживание по пятилетиям.

температуры воздуха с количеством многолетних льдов (s , %) в морской Арктике

$$\Delta T = 4 - s/13.6 \tag{3}$$

и в восточных сибирских морях

$$\Delta T = 2.2 - s/22.3. \tag{4}$$

Уравнения (3), (4) описывают прямые 1, 2 на рис. 5, которые были построены авторами с помощью данных, приведенных на рис. 4. Для оценки температурных аномалий в позднем кайнозое пло-

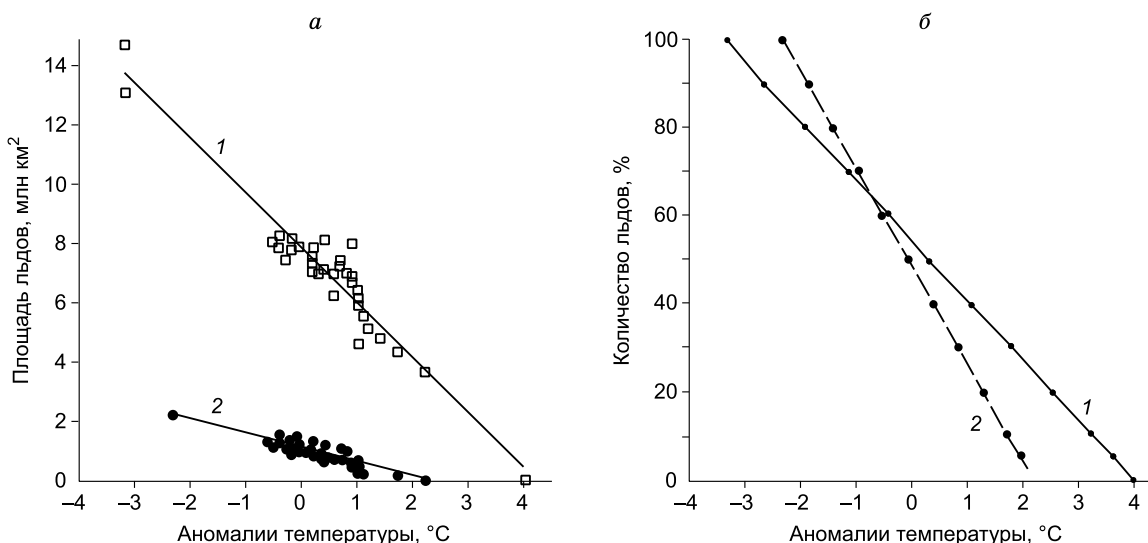


Рис. 5. Связь площади распространения (а) и количества (б) многолетних льдов в сентябре с аномалиями температуры воздуха ΔT сезона оттаивания:

1 – в морской Арктике; 2 – в восточных сибирских морях.

щадь льдов пересчитывалась в количество льдов, так как в используемой авторами литературе ледовые условия того времени в Арктическом бассейне характеризуются количеством льдов.

Ледовая обстановка позднего неоплейстоцена–голоцена восстановлена по данным [Борисов, 1970; Чижов, 1970; Schiermeier, 2012] (рис. 6, а). Соответствующие изменения аномалий температуры воздуха сезона оттаивания (см. рис. 6, б) рассчитаны по формулам (3), (4) и не противоречат данным [Авенариус и др., 1978; Бурашникова и др., 1979; Алексеев и др., 2010; Bradley, 1999]. Динамика уровня морей Лаптевых и Восточно-Сибирского приведена из [Holmes, Creager, 1974] для оценки количества многолетних льдов в морях в условиях послеледниковой трансгрессии (см. рис. 6, в).

С помощью многофакторной математической и мультипликативной феноменологической модели и данных расчетов ΔT оценены темпы разрушения льдистых берегов исследуемых районов восточных сибирских морей в течение последних 5 тыс. лет (см. таблицу). Климатическая норма средней температуры воздуха сезона оттаивания, используемая для оценки динамики берегов по формулам (1), (2), составляет 2.6 °С на Анабаро-Оленекском побережье моря Лаптевых, 3.5 °С на побережье восточной части моря Лаптевых и 3 °С на побережье западной части Восточно-Сибирского моря [Григорьев и др., 2006].

Данные многолетних наблюдений на ключевых участках побережья восточных арктических морей позволяют оценить темпы разрушения

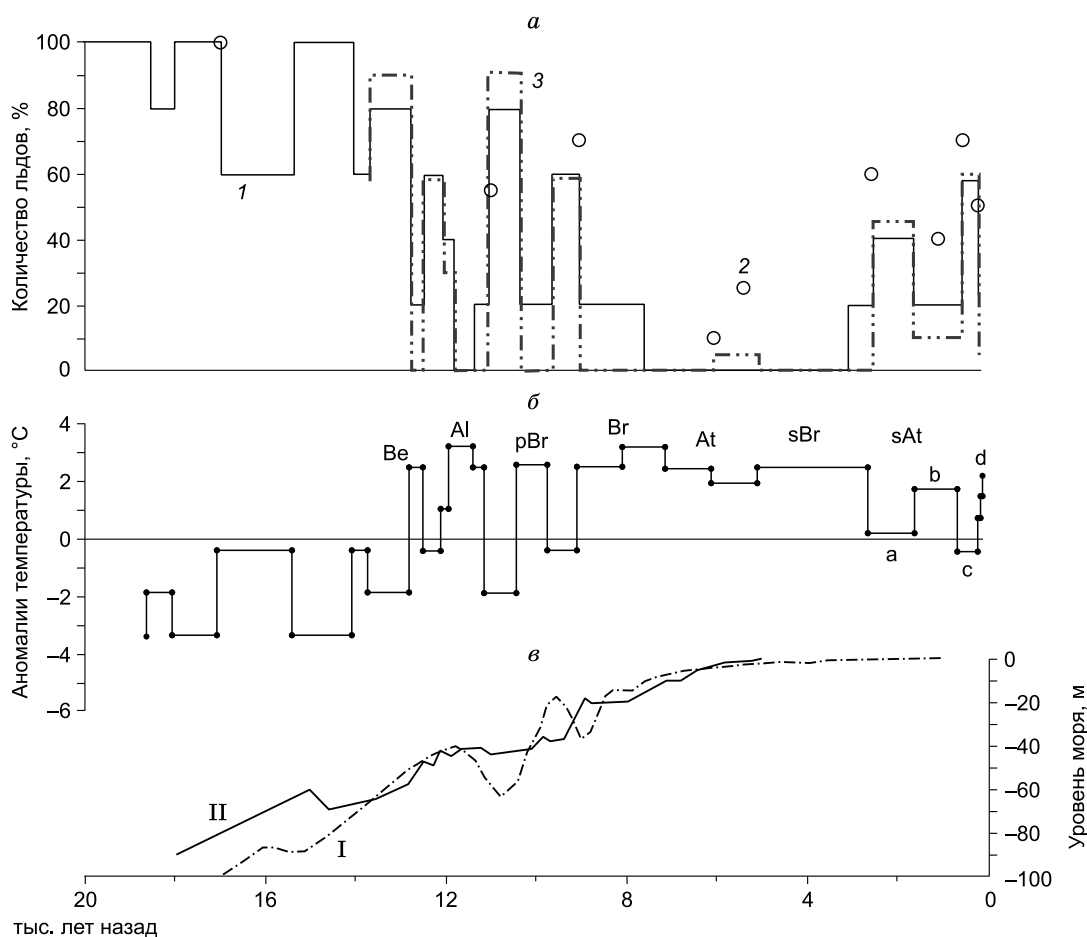


Рис. 6. Предполагаемые изменения количества многолетних льдов в позднем плейстоцене–голоцене в морской Арктике (а), изменения аномалий средней температуры воздуха сезона оттаивания, вычисленные по формулам (3), (4) в соответствии с изменениями ледовой обстановки (б), и динамика уровня морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (в).

а: 1 – по данным [Борисов, 1970; Schiermeier, 2012]; 2 – по данным [Чижов, 1970]; 3 – в восточных сибирских морях, вычисленные по формулам (3), (4) при разных температурных аномалиях; б: Be – беллинг, Al – аллерёд, pBr – пребореал, Br – бореал, At – атлантический период (уровень моря достиг современных отметок), sBr – суббореал, sAt – субатлантический период (а – похолодание стадии Седова, б – потепление раннего средневековья, с – Малая ледниковая эпоха, d – современное потепление). в: линия I – по Дж. Каррею, линия II – по Н. Мёрнеру [Holmes, Creager, 1974].

Результаты моделирования деградации льдистых берегов восточного сектора российской Арктики во второй половине голоцена

Климатические периоды (тыс. лет назад)	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	Район	$T, ^\circ\text{C}$	D	$R, \text{год/м}$	$v(D, R), \text{м/год}$	$v(p, T), \text{м/год}$
Суббореал (5–2.5)	2.5	1	5.1	2.25	0.160–0.220	14.1–10.2	10.4
		2	6.0	2.99	0.130–0.153	23.0–19.5	13.6
		3	5.5	1.73	0.113–0.175	15.2–9.9	11.2
Субатлантический: стадия Седова (2.5–1.5)	0.2	1	2.8	0.66	0.230–0.335	2.9–2.0	3.3
		2	3.7	1.09	0.206–0.243	5.3–4.5	5.2
		3	3.2	0.59	0.125–0.277	2.1–4.7	4.1
Раннее средневековье (1.5–0.5)	1.8	1	4.4	1.52	0.180–0.244	8.4–6.2	7.1
		2	5.3	2.25	0.150–0.176	15.0–12.8	10.4
		3	4.8	1.29	0.131–0.201	9.8–6.4	8.4
Малая ледниковая эпоха (0.5–0.14)	–0.4	1	2.2	0.42	0.278–0.380	1.5–1.1	2.3
		2	3.1	0.56	0.233–0.274	2.4–2.0	3.9
		3	2.6	0.62	0.203–0.383	3.0–1.6	3.0
Современное потепление (0.14–0): 1870–1970-е гг.	0.7	1	3.3	0.88	0.220–0.303	4.0–2.9	4.3
		2	4.2	1.39	0.187–0.220	7.4–6.3	6.5
		3	3.7	0.77	0.113–0.251	6.8–3.1	5.2
1970-е–2005 г.	1.0–1.5	1	3.8	1.32	0.200–0.260	6.6–5.1	6.2
		2	4.7	1.98	0.159–0.187	12.5–10.6	9.2
		3	4.2	0.98	0.102–0.227	9.6–4.3	6.5
2005–2012 гг.	1.5–2.2	1	4.5	1.82	0.170–0.225	10.7–8.1	8.4
		2	5.4	2.65	0.138–0.163	19.2–16.3	12.1
		3	4.9	1.34	0.089–0.197	15.1–6.8	8.8

Примечание. Районы исследований 1–3 показаны на рис. 1; T – средняя температура воздуха сезона оттаивания; D – способность моря разрушать берега; R – коэффициент сопротивления берегов; $v(D, R)$, $v(p, T)$ – скорости термоабразии берегов, рассчитанные по DR -модели и pT -модели соответственно.

льдистых берегов в рассматриваемых районах Арктики в XX и начале XXI в. [Григорьев и др., 2006; Разумов, Григорьев, 2011; Арэ, 2012; Gunther et al., 2013]. В течение 1940–1970-х гг. они изменились от 2 до 9 м/год, в 1970-х–начале 2000-х гг. – от 2–6 до 10–13 м/год, в 2000-х–2012 г. – от 5–7 до 15 м/год. Результаты расчетов по обеим моделям в основном не расходятся с фактическими данными, за исключением интервала 2005–2012 гг., в котором во множество фактических данных попадает около 70 % данных расчетов (рис. 7, а). Сравнительный анализ средних (3–11 м/год), минимальных (менее 3 м/год) и максимальных (более 11 м/год) расчетных и фактических скоростей разрушения берегов в исследуемых районах показывает (рис. 7, б): в области минимальных значений отклонения расчетных скоростей от фактических изменяются от 0.8 до 2.5 м/год (в среднем около 2 м/год), в области максимальных значений – от 1.5 до 4.5 м/год (в среднем 3 м/год).

Существенные отклонения в области максимальных и минимальных значений объясняются

следующим. С помощью моделирования оцениваются осредненные по времени и береговой линии скорости термоабразии как в области средних значений, так и в областях максимальных и минимальных значений. Фактические данные характеризуют динамику берегов в конкретных точках измерений и интервалах времени. Вместе с тем известно, что термоабразия развивается весьма неравномерно в пространстве и во времени [Арэ, 2012], скорость отступления берегов может различаться в несколько раз даже на соседних участках в одно конкретное время и на одном и том же участке берега в разное время. В исследуемом районе Арктики известны лишь единичные фактические данные с максимальными и минимальными скоростями отступления льдистых берегов. Этих данных недостаточно для корректного сопоставления с результатами моделирования.

Более корректно сравнение измеренных и расчетных скоростей термоабразии в области средних значений, где имеется большее количество фактических данных. В области средних зна-

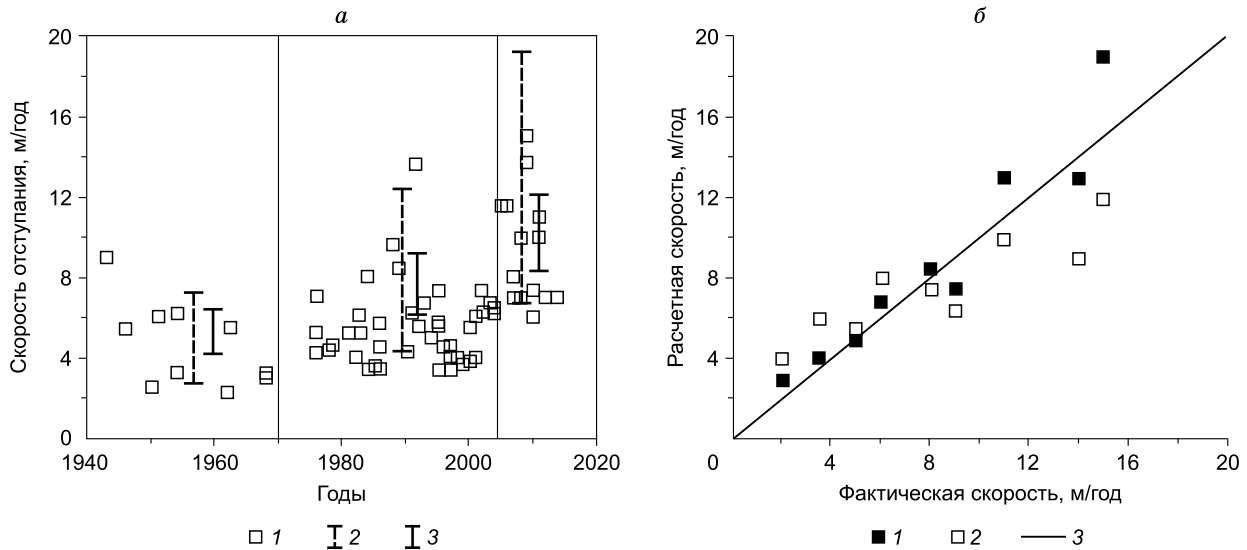


Рис. 7. Сопоставление расчетных и фактических скоростей отступления берегов:

а: 1 – фактические данные [Разумов, Григорьев, 2011]; 2, 3 – пределы изменений расчетных значений (2 – по DR-модели, 3 – по pT-модели); б: 1, 2 – отклонения расчетных значений от фактических (1 – по DR-модели, 2 – по pT-модели); линия 3 – область равных расчетных и фактических значений.

чений абсолютные отклонения рассчитанных скоростей разрушения берегов от фактических изменяются в пределах 0–2 м/год (в среднем 0.8 м/год). Относительные отклонения изменяются от 0 до 18 % и в среднем составляют 8 %, что свидетельствует об удовлетворительной достоверности результатов моделирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработанные авторами модели динамики берегов показывают, что с начала стабилизации уровня моря на современных отметках (5–6 тыс. лет назад) наибольшая активность термоабразии льдистых берегов (от 10 до 20 м/год) имела место в суббореальный период. Следующий максимум развития термоабразии (8–15 м/год) был выявлен с помощью моделирования в раннем средневековье, после которого в Малую ледниковую эпоху последовал резкий спад активности этого процесса до 1–2 м/год.

После Малой ледниковой эпохи средний темп разрушения берегов восточных сибирских морей медленно возрастал от 2 до 6 м/год. Следовательно, в течение последних 500 лет средняя скорость отступления криогенных берегов большую часть времени не превышала 2–6 м/год. Однако, как показывают результаты выполненного моделирования, подтвержденные данными измерений, в последние 40 лет она резко возросла и достигла 8–19 м/год в 2005–2012 гг.

Таким образом, современные темпы разрушения льдистых берегов оказались выше, чем во вре-

мя потепления раннего средневековья, и сопоставимы со скоростями термоабразии в климатический оптимум суббореального периода. Современные климатические условия, включая ледовую обстановку, близки к таковым в суббореальный период второй половины голоцена, когда аномалии средней температуры воздуха сезона оттаивания достигали 2 °С и более, а многолетние льды в сибирских морях отсутствовали.

Работа выполнена в рамках проекта VIII.75.1.2. Эволюция прибрежно-шельфовой криолитозоны восточно-арктических морей России в условиях меняющегося климата (с использованием новой НИС “Остров Самойловский”) в соответствии с Программой фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2013–2020 гг., а также при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 13-05-00267; 13-05-12037).

Литература

Авенариус И.Г. Палеогеография Северной Евразии в позднем плейстоцене–голоцене и географический прогноз / И.Г. Авенариус, М.В. Муратова, И.И. Спасская. М., Наука, 1978, 76 с.

Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Александров Е.И. и др. Климатические изменения в Арктике и северной полярной области // Проблемы Арктики и Антарктики, 2010, № 1 (84), с. 67–80.

Арэ Ф.Э. Разрушение берегов арктических приморских низменностей / Ф.Э. Арэ. Новосибирск, Академ. изд-во “Гео”, 2012, 291 с.

- Борисов П.М.** Опыт реконструкции ледяного покрова Полярного бассейна в поздне- и послеледниковое время // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое / Под ред. А.И. Толмачева. Л., Гидрометеиздат, 1970, с. 61–69.
- Бурашникова Т.А., Муратова М.В., Суетова Н.А.** Палеотемпературы в эпоху оледенения на территории СССР // Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 3, с. 723–727.
- Григорьев М.Н.** Криоморфогенез и литодинамика прибрежно-шельфовой зоны морей Восточной Сибири: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Якутск, 2008, 41 с.
- Григорьев М.Н., Разумов С.О., Куницкий В.В., Спектор В.Б.** Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 4, с. 74–94.
- Павлидис Ю.А., Леонтьев И.О.** Прогноз развития береговой зоны Восточно-Сибирского моря при повышении уровня и потеплении климата // Вестн. РФФИ, 2000, № 1 (19), с. 31–39.
- 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.
- Разумов С.О., Григорьев М.Н.** Береговые криогенные процессы как фактор дестабилизации углекисло-карбонатного равновесия в морях Восточной Сибири // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 4, с. 75–79.
- Чижов О.П.** Об изменениях состояния Арктического бассейна со времени максимума последнего оледенения // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое / Под ред. А.И. Толмачева. Л., Гидрометеиздат, 1970, с. 71–75.
- Bradley R.S.** Paleoclimatology. Reconstructing climate of the Quaternary. 2nd ed. Intern. Geophys. Series, Harcourt Academic Press, 1999, vol. 64, 610 p.
- Gunther F., Overduin P.P., Sandakov A.V. et al.** Short and long-term thermo-erosion of ice-rich permafrost coasts in the Laptev Sea region // Biogeosciences, 2013, No. 10, p. 4297–4318.
- Holmes M.L., Creager J.S.** Holocene history of the Laptev Sea Continental Shelf // Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas. Berlin, Springer Verlag, 1974, p. 211–229.
- Schiermeier Q.** Ice loss shifts Arctic cycles // Nature, 2012, vol. 489, p. 185–186.

*Поступила в редакцию
18 мая 2015 г.*