

14. *Stablein G.* Zur Frage geomorphologische Spuren arider Klimaphasen in Oberrheingebiet // Zeitschr. Geomorphologie. 1972. Suppl. 15. S. 66–83.
15. *Герасимов И.П.* Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли // Геоморфология. 1970. № 1. С. 19–27.
16. *Тимофеев Д.А.* Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979. 270 с.
17. *Биро П., Дреш Ж.* Поверхности выравнивания в Средиземноморье // Поверхности выравнивания и коры выветривания. М.: Наука, 1976. С. 83–91.
18. *Герасимов И.П.* Черты сходства и различия в природе пустынь // Очерки по физической географии зарубежных стран. М.: Географгиз, 1959. С. 150–165.
19. *Николаев В.А.* Вопросы геоморфологии Индостана // Геоморфология. 1970. № 2. С. 19–27.
20. *Louis H.* Rumpffflächenproblem, Erosionzyklus und Klimageomorphologie // Machatschek-Festschrift. 1957. S. 9–26.
21. *Zonneveld J.J.S.* Some problem of tropical Geomorphology // Zeitschr. Geomorph. NF. 1975. Bd. 19. № 4. S. 377–392.
22. *Tricart I.* Les Caractéristiques fondamentales du system morphogenetique des pays tropicaux humides // Inform. Geogr. 1961. V. 25. № 4. P. 155–169.
23. *Синицин В.М.* Древние климаты Евразии. Ч. 2. Л.: Изд-во ЛГУ, 1966. 166 с.

Казанский госуниверситет,
Институт географии РАН

Поступила в редакцию
01.10.2002

RELICTS OF PAST CLIMATES IN RELIEF OF EURASIA

A.P. DEDKOV, D.A. TIMOFEEV, V.V. MOZZHERIN, I.I. SPASSKAYA

Summary

During the Meso-Cenozoic time, changes of climate resulted more than once in that exogenic morphogenesis types replaced one another and relief underwent restructuring. It should be noticed, however, that though new landforms evolved in the process, some of older once persisted as relicts from former climates. There is a distinct zonality in distribution of relict landforms over plains of Europe.

УДК 551.435.36→551.4.013

© 2003 г. И.О. ЛЕОНТЬЕВ

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ТЕРМОАБРАЗИОННОГО БЕРЕГА¹

Введение

Существующие подходы к прогнозу развития термоабразионных берегов основываются, прежде всего, на данных наблюдений и направлены на поиск эмпирических связей между скоростью отступления берегов и параметрами внешних воздействий, в частности, штормовой активности [1, 2]. При современном уровне знаний подобные эмпирические методы оказываются, безусловно, наиболее эффективными с практической точки зрения и, очевидно, будут развиваться и дальше. Вместе с тем, уже на данной стадии исследований было бы желательно создать модель эволюции термоабразионного берега, хотя бы в упрощенной форме отражающую реальные механизмы перемещения наносов в береговой зоне. При этом, естественно, должен быть соблюден определенный баланс между долговременными фоновыми факторами и кратковременными, но весьма интенсивными штормовыми воздействиями. Определенным преимуществом подобного альтернативного подхода является пред-

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-05-64077).

ставление о развитии термоабразионного берега как о нелинейном процессе, на который влияют как предыдущее состояние берега, так и обратные связи, действующие между отдельными компонентами морфодинамической системы. С помощью модели, обладающей указанными свойствами, можно будет учесть влияние изменений базовых характеристик в ходе эволюции, что, в свою очередь, позволит дать более реалистичный прогноз термоабразии в будущем.

Концептуальная модель

Развитие термоабразионного берега в классическом варианте можно представить как последовательность некоторых циклов, каждый из которых включает две фазы. Во время первой из них штормовое волнение и сопутствующие течения оказывают механическое и термическое воздействие непосредственно на береговой обрыв, подмывая его основание. В результате вырабатывается волноприбойная ниша, склон становится неустойчивым и, наконец, происходит обвал или оползень.

Вторая фаза цикла характеризуется постепенным удалением массы материала, скопившегося у подножия обрыва. В начальной стадии обвалившиеся обломки имеют сравнительно высокую механическую прочность благодаря значительным силам сцепления слагающих частиц. Однако при контакте с водой оттаявший слой довольно быстро приобретает свойства несвязного грунта, легко перемещаемого по дну. Поэтому с определенного момента процесс переработки берегового склона становится вполне подобным таковому в условиях аккумулятивного берега, сложенного песчаными наносами. Некоторое отличие, правда, существует и обусловлено тем, что материал термоабразионного клифа обычно содержит значительное количество “законсервированных” мелких частиц, которые под воздействием волн и течений легко выносятся из береговой зоны. После исчезновения преграды из обрушившихся блоков берегового уступа волны снова начинают абрадировать его подножие, и цикл повторяется.

Описанный литодинамический процесс протекает на фоне теплофизических воздействий. Результатом последних являются протаивание мерзлой толщи осадков и просадка грунта, ведущие к понижению уровня дна в береговой зоне. Лито- и термодинамические процессы неразрывно связаны друг с другом, что весьма затрудняет построение математической модели всего явления в целом. На данном этапе кажется целесообразной такая схематизация явления термоабразии, при которой вклады двух главных составляющих процессов могли бы рассматриваться отдельно. Так, морфодинамические изменения, связанные с поступлением порций материала с абразионного клифа и последующим их перераспределением, резонно трактовать как результат, главным образом, гидродинамических воздействий. Интегральный эффект термодинамической составляющей можно представить как сток из береговой зоны дополнительных объемов материала.

Таким образом, ключевая предпосылка излагаемого подхода состоит в том, что развитие термоабразионного берега моделируется как процесс, во многом подобный выработке профиля берегового склона, сложенного несвязными наносами, но при этом контролируемый изъятиями дополнительных порций материала с клифа и подводного склона. При таком подходе проблема расчленяется на две отдельные задачи: 1) моделирование морфодинамических изменений берега, обусловленных перераспределением наносов и 2) оценка дополнительной убыли материала в результате совместных механических и термических воздействий на береговой склон. Первая задача может решаться с помощью уже имеющейся модели эволюции аккумулятивного берега [3, 4]. Для решения второй задачи должны привлекаться имеющиеся данные наблюдений, а также эмпирические закономерности, установленные на основе традиционного подхода [1, 2].

Итак, вклад термодинамической составляющей будем представлять как дополнительный сток твердого вещества из береговой зоны q_T . Поскольку роль эоловой дефляции в условиях термоабразионного берега незначительна ($q_{AEOL} \approx 0$), то баланс наносов на береговом склоне выразится как [3, 4]

$$\frac{\partial d}{\partial t} = \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y / \partial y - q_* - q_T}{l_*} + w + \hat{w}, \quad (1)$$

где d – глубина относительно штилевого уровня, t – время, $\partial q_x / \partial x$ – поперечные градиенты нормальных расходов наносов во время шторма, $\partial Q_y / \partial y$ – продольный градиент вдольберегового потока наносов, w и $\hat{w}$ – скорости изменения уровня моря за счет изменений объема воды и тектонических движений суши, q_* – сток наносов из береговой зоны, обусловленный гидро- и литодинамическими факторами, l_* – протяженность зоны наиболее активных изменений профиля.

При прогнозе эволюции берега на каждом временном шаге вначале моделируется процесс выработки квазиравновесного профиля, отвечающего параметрам характерного шторма (скажем, с повторяемостью 1 раз в год). На этой стадии принимается в расчет только первый член в правой части уравнения баланса наносов. Затем результат корректируется значениями $(\partial Q_y / \partial y - q_* - q_T) / l_*$, w и $\hat{w}$, и полученный профиль служит в качестве исходного для следующего временного шага. Процедура расчетов, таким образом, характеризуется тем же алгоритмом, который применяется при долгосрочном прогнозе аккумулятивного берега [3, 4]. Заметим, что модель штормового профиля способна имитировать условия обвала или оползня при достижении предельного уклона.

При моделировании профиля и определении объема материала, поступающего с берегового обрыва, следует принимать во внимание, что вещество, из которого состоит клиф, характеризуется значительным содержанием льда, а также замороженных пылеватых частиц размером меньше 0.05 мм. Последние не удерживаются на дне, легко выносятся и, следовательно, не участвуют в балансе наносов на береговом склоне [1]. Иными словами, если Vol – полный объем обвалившихся обломков клифа, то эффективный объем вещества составит $Vol_e = (1 - \sigma)Vol$, где σ – относительная просадка грунта после вытаивания льда. Практически это означает, что в рамках предложенного подхода следует моделировать не фактический абразионный клиф высотой h , а береговой уступ, имеющий эффективную высоту

$$h_e = (1 - \sigma)h \quad (2)$$

после просадки грунта.

Сказанное можно пояснить примером Анабаро-Оленекского побережья моря Лаптевых. По данным Ф.Э. Арэ [1, 5], типичная высота термоабразионных клифов здесь составляет 30–40 м. Однако в районах термокарстовых депрессий, где льда в составе осадков сравнительно мало, высота обрывов понижается до 10 м. Именно эту высоту и следует брать за основу при моделировании. Соответствующее ориентировочное значение σ здесь составляет около 0.7.

Остается определить положение и размер l_* наиболее активной части профиля, в пределах которой концентрируются изменения, обусловленные лито- и термодинамическими процессами. Величина l_* является одним из параметров модели, который должен определяться эмпирическим путем. На основании опыта расчетов протяженность зоны l_* установлена как расстояние между верхней границей заплеска при штормовом нагоне и глубиной, равной удвоенной высоте волн (имеется в виду среднеквадратичная высота в открытом море).

Оценка вклада термодинамических процессов в размыв берега

Прежде всего, попытаемся определить полный годовой объем размыва берега в ходе термоабразии. Основываясь на данных наблюдений, С.О. Разумов [2] устано-

вил прямую зависимость между скоростью отступления термоабразионного берега V_a (м/год) и введенным показателем абразионной активности Π_a . Для береговых уступов с высотой до 7 м эта зависимость выражается как

$$V_a = k\Pi_a. \quad (3)$$

Безразмерный показатель Π_a отражает произведение среднего потока волновой энергии F на суммарную продолжительность периода значимых волнений t_w в течение года (когда скорость ветра с моря превышает 10 м/с)

$$\Pi_a = \frac{Ft_w}{(Ft_w)_0}. \quad (4)$$

Опорное значение $(Ft_w)_0$ определено для участка берега Восточно-Сибирского моря в районе мыса Крестовский и, судя по приведенной С.О. Разумовым таблице, составляет $2.22 \cdot 10^9$ Дж на 1 метр длины берега.

С ростом высоты берега более заметное влияние на его динамику оказывает термоденудация, благодаря которой бровка уступа может смещаться и без активного воздействия волн. Поэтому, как показано С.О. Разумовым, при высоте клифа более 7–8 м зависимость (3) должна включать дополнительную постоянную составляющую V_{a0} , определяемую местными природными условиями.

Что же касается коэффициента k , то он оказывается обратно пропорциональным высоте клифа. Полученные результаты относятся к береговым уступам высотой от 0.7 до 12 м, сложенным термокарстовыми отложениями, а также к клифам высотой до 20 м, сложенным ледовым комплексом. Для берегов первого типа, сформировавшихся после просадки грунта, фактические h и эффективные h_e высоты должны примерно совпадать. Тогда, используя результаты С.О. Разумова, зависимость k от h_e в диапазоне $0.7 \leq h_e \leq 12$ м можно представить в первом приближении как

$$k = \frac{20}{h_e^{3/4}} \quad (5)$$

При отступании клифа параллельно самому себе объем потерь материала за год на 1 метр берега, очевидно, составит $q'_a = -h_e V_a$ (знак минус подразумевает, что вещество выносится из береговой зоны в сторону моря). В случае относительно высокого берега сюда должен добавляться вклад термоденудации $q''_a = -nh_e V_{a0}$, где $n < 1$. Дело в том, что при термоденудации клиф смещается не как единое целое: его бровка отступает в основном за счет выполаживания склона. При этом значение n должно быть близко к $1/2$. Тогда суммарный годовой объем размыва берега $q_a = q'_a + q''_a$ составит

$$q_a = -0.5h_e V_{a0} - h_e V_a. \quad (6)$$

По данным С.О. Разумова [2], темп термоденудации V_{a0} клифов с высотой более 8 м составляет в районе м. Крестовский около 2 м/год. В то же время для низких берегов значение V_{a0} приближается к нулю. Если взять в качестве среднего показателя $V_{a0} = 1$ м/год и использовать зависимости (3) и (5), то годовой объем термоабразии q_a определится из (6) как

$$q_a = -0.5h_e - 20h_e^{1/2}\Pi_a. \quad (7)$$

Полные потери материала должны включать также его убыль на подводном склоне. Этот фактор, как показывают результаты моделирования, обсуждаемые позже, имеет существенное значение только для очень низких берегов (с высотой клифа менее 2 м). Учитывая приблизительный характер наших оценок, будем рассматривать величину q_a , определяемую из (7), как показатель полных потерь нано-

сов при термоабразии. Очевидно, в случае низкого берега недооценка объема размыва склона отчасти компенсируется некоторым завышением темпа термоденудации клифа.

Искомая термодинамическая составляющая q_T включает в себя вклад термоденудации (первый член в правой части (7)), а также некоторую долю p потерь материала, обусловленных собственно термоабразией (представленных вторым членом в правой части (7)). Величина p , вообще говоря, должна меняться в зависимости от показателя термоабразионной активности Π_a . Так, при относительно слабой волновой активности ($\Pi_a < 0.5$) основной вклад в разрушение берега, судя по результатам С.О. Разумова [2], вносит именно термодинамическая составляющая (по крайней мере, для клифов высотой более 7–8 м). Соответственно величина p здесь близка к 1, и при $\Pi_a = 0.5$ из зависимости (7) следует

$$q_T = -0.5h_e - 10h_e^{1/4}. \quad (8)$$

С ростом показателя Π_a все большее значение приобретает гидродинамический фактор, а доля термодинамической составляющей p должна снижаться. Если, например, допустить, что при $\Pi_a \rightarrow 1$ $p \rightarrow 1/2$, то снова приходим к значению q_T , определяемому соотношением (8). По-видимому, не лишена оснований следующая схематизация термоабразионного процесса: при достаточно интенсивных гидродинамических воздействиях ($\Pi_a > 0.5$) величина q_T существенно не изменяется с ростом показателя Π_a и остается примерно на одном и том же уровне. Иначе говоря, объем размыва q_T , обусловленный собственно термодинамическими процессами, достигает определенного уровня насыщения, который зависит от местных природных условий и, в частности, для открытых побережий Восточно-Сибирского моря (или иных районов с подобными условиями) может быть охарактеризован соотношением (8). Косвенная проверка данной гипотезы может быть осуществлена путем сопоставления результатов моделирования с данными наблюдений.

Верификация модели

Для проверки модели использовались данные о скоростях размыва на трех термоабразионных участках арктических побережий с различной высотой клифов. Один из участков – Анабаро-Оленекский берег моря Лаптевых, описанный Ф.Э. Арэ [1, 5]. Данные по остальным участкам, расположенным у мыса Крестовский в Восточно-Сибирском море, получены С.О. Разумовым [2]. Характеристика условий на выбранных участках, а также исходные параметры для моделирования представлены в табл. 1. Здесь указаны высоты клифов h_e и скорости их отступления V_a , усредненные за период наблюдений Δt . Среднеквадратичная высота H и период пика спектра волн T , характеризующие условия экстремальных штормов, рассчитаны при скорости ветра 20 м/с, длине разгона 70–100 км и типичных глубинах 8–10 м. Значения q_T оценены по соотношению (8), а скорости отступления бровки клифа $V_{\text{расчет}}$ определены по результатам моделирования.

Обширное мелководье у рассматриваемых побережий способствует развитию штормовых нагонов, высота которых в типичном случае достигает 1.5 м. Нагоны, в свою очередь, порождают стоковые течения, обуславливающие поток вещества из

Таблица 1

Данные, использованные для верификации модели

Район наблюдений	h_e , м	V_a , м/год	Δt , лет	H , м	T , с	q_T , м ² /год	$V_{\text{расчет}}$, м/год
Анабаро-Оленекский	10	2.0	22	1.4	5.5	–22.8	2.2
Мыс Крестовский	5	3.6	38	1.2	5.0	–17.5	3.6
»	2	5.8	»	»	»	–12.9	6.5

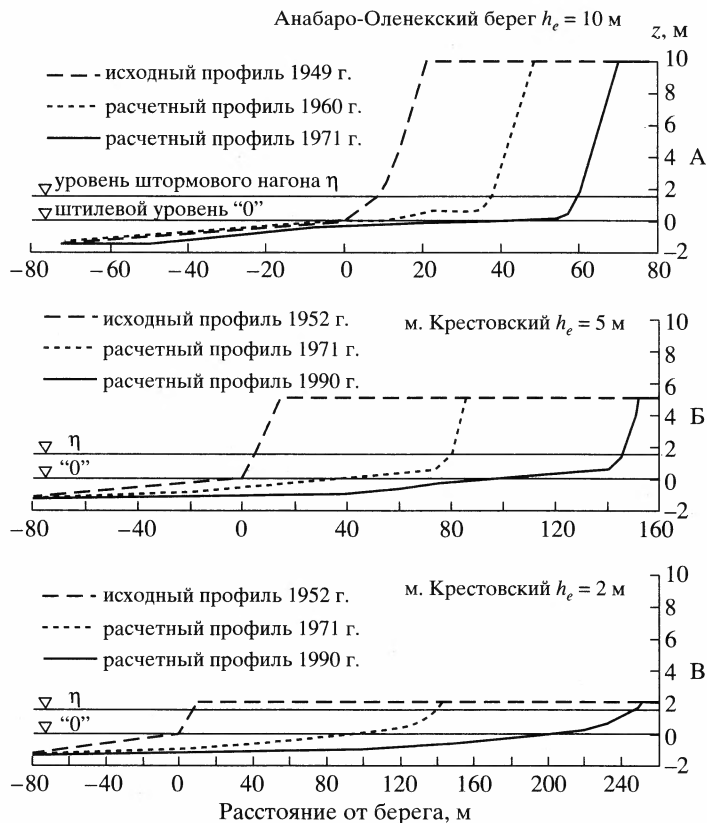


Рис. 1. Моделирование современной динамики термоабразионных клифов различной высоты, расположенных на побережьях моря Лаптевых (А) и Восточно-Сибирского моря (Б, В)

береговой зоны q_* . При весьма схожих условиях у мелководных берегов т.н. Печорского моря (юго-восточной части Баренцева моря) суммарный дефицит наносов в районах развитого эолового переноса осадков составляет примерно $-5 \text{ м}^3/\text{м} \cdot \text{год}$ [4]. Если предположить, что, по меньшей мере, половина этого количества выносятся стоковыми течениями, то поток q_* можно оценить как $-2.5 \text{ м}^3/\text{м} \cdot \text{год}$. Хотя эта величина значительно меньше q_T , она также включалась в баланс наносов при моделировании.

Что же касается оставшегося компонента баланса (1) – градиента вдольберегового потока $\partial Q_y / \partial y$, то в данном случае он не принимался в расчет, поскольку подразумевалось "усреднение" условий по протяжению моделируемых отрезков берега, исключающее какие-либо неоднородности в продольном направлении.

С учетом преобладания мелкозернистых фракций в составе наносов, их средний размер при расчетах был принят равным 0.15 мм . Изменения уровня моря и тектонические движения на протяжении периода наблюдений не принимались во внимание ($w = \dot{w} = 0$). Шаг по времени при вычислениях составлял 1 год. Исходный профиль задавался в виде однородного по высоте уступа, переходящего в пологий подводный склон.

Предсказанная эволюция береговых профилей в течение заданных отрезков времени показана на рис. 1. Модель, в целом, верно воспроизводит поведение термоабразионных берегов как в качественном, так и в количественном отношении. Профиль смещается параллельно самому себе, причем средняя скорость смещения во всех случаях хорошо согласуется с наблюдениями (отклонения в пределах 10%).

Заметим, что по оценке Ф.Э. Арэ [5], общая убыль материала для Анабаро-Оленекского берега составляет около $-30 \text{ м}^3/\text{м}\cdot\text{год}$. Согласно нашим результатам, суммарный поток из береговой зоны $q_* + q_T$ характеризуется величиной $-25.3 \text{ м}^3/\text{м}\cdot\text{год}$. Однако помимо составляющих q_* и q_T баланс наносов (1) включает также компонент q_x , отражающий локальные перемещения наносов во время штормов. Интегральный эффект этих перемещений (в основном от берега) должен давать заметную прибавку к величине $q_* + q_T$ и суммарный объем потерь, по-видимому, весьма близок к оценке Ф.Э. Арэ.

Таким образом, результаты верификации свидетельствуют в пользу предложенной модели термоабразионного берега и позволяют предполагать возможность ее применения для прогнозов.

Прогноз на ближайшие 100 лет

В ходе тестирования модели сток наносов из береговой зоны $q_* + q_T$, а также волновая активность рассматривались как постоянные. При этом условия полученные результаты обнаруживают тенденцию к замедлению термоабразии с течением времени (рис. 1). Это связано с удлинением мелководного участка и гашением волновой энергии при подходе к клифу. Иначе говоря, прослеживается стремление системы к равновесию. В действительности, однако, термическая и гидродинамическая активности значительно варьируют год от года, обуславливая весьма неравномерное отступление берега и препятствуя достижению равновесия.

Последнее, по-видимому, полностью исключается в ближайшей перспективе благодаря наступающему глобальному потеплению климата, которое приведет к активизации термодинамических процессов, а значит, и к увеличению стока наносов q_T . Помимо этого, таяние льдов будет сопровождаться повышением уровня моря, а также ростом параметров волн вследствие увеличения разгона ветра и глубин прибрежной акватории, свободной ото льда в летние месяцы. Представляет интерес спрогнозировать развитие термоабразионных берегов в течение ближайшего столетия, используя предложенную модель и основываясь на более или менее реалистичных оценках базовых характеристик (годовых потерь наносов $q_* + q_T$, уровня моря, параметров волн) через 100 лет. Объектами прогноза служат те же прибрежные участки, для которых проводилось тестирование модели.

В соответствии с выводами Ю.А. Павлидиса и И.О. Леонтьева [6], годовая сумма положительных температур воздуха у побережья Восточно-Сибирского моря увеличится к концу века примерно вдвое по сравнению с современной величиной. Можно предположить, что в той же пропорции возрастет термодинамический компонент потерь материала q_T при термоабразии берегов. Безледный период будет длиться вдвое дольше, чем сейчас. Поэтому резонно ожидать подобное же увеличение выноса наносов стоковыми течениями q_* . Таким образом, в качестве оценки величины $q_* + q_T$ через 100 лет примем ее удвоенное современное значение.

Возможные сценарии будущих изменений уровня моря обобщены, например, в книге П.А. Каплина и А.О. Селиванова [7]. В данном случае предполагается, что в течение ближайших ста лет уровень будет повышаться со скоростью, вдвое превосходящей современную (0.0015 м/год), и увеличение его отметки в начале следующего века составит 0.3 м .

Таблица 2

Прогноз базовых характеристик и скоростей термоабразии

Район наблюдений	$H, \text{ м}$	$T, \text{ с}$	$q_* + q_T, \text{ м}^2/\text{год}$	$V_{0-50}, \text{ м/год}$	$V_{50-100}, \text{ м/год}$	m
Анабаро-Оленекский	1.9	6.7	-50.6	2.6	3.4	1.5
Мыс Крестовский	1.6	6.1	-40.0	4.3	5.2	1.4
»	»	»	-30.8	7.3	9.0	1.4

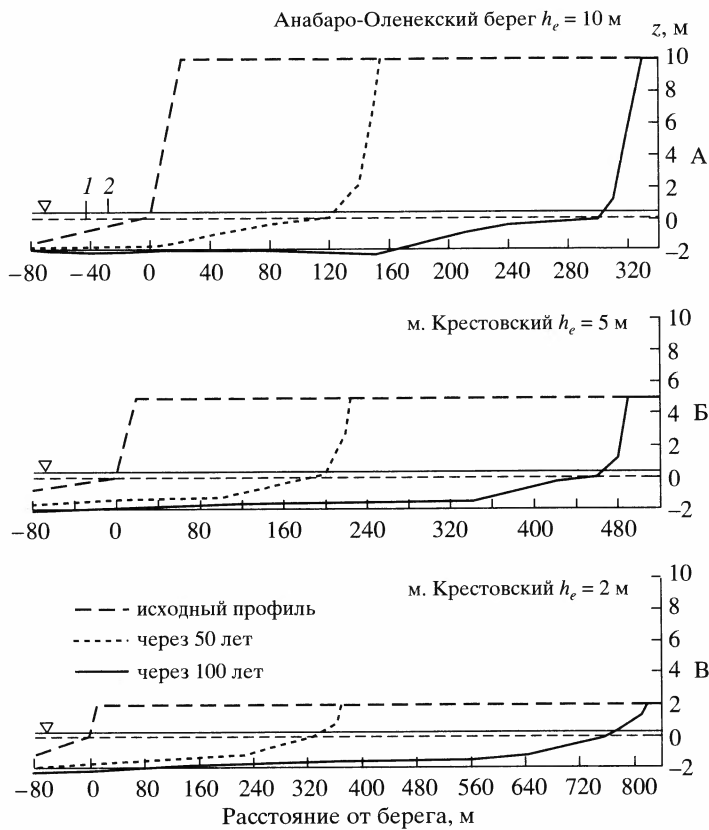


Рис. 2. Эволюция термоабразионных берегов морей Лаптевых (А) и Восточно-Сибирского (Б, В), прогнозируемая на ближайшие 100 лет

Положение уровня моря: 1 – в настоящее время, 2 – через 100 лет

Оценка параметров экстремальных штормов основывается на предположении о том, что вследствие расширения летней полыньи разгон ветра и характерные глубины увеличатся за 100 лет до 200–300 км и 12–15 м соответственно. Меньшие значения, как и прежде, относятся к району мыса Крестовского, а большие – к Анабаро-Оленекскому берегу. Значения H , T и $q_* + q_T$, ожидаемые через 100 лет, даны в табл. 2.

При моделировании предполагалось, что все базовые параметры изменяются во времени равномерно. Полученные результаты приведены на рис. 2. Здесь показаны начальный, промежуточный (через 50 лет) и конечный (через 100 лет) береговые профили, а также начальное и конечное положения уровня моря. Очевидно, термоабразия ускоряется со временем, и клиф отступает с возрастающей скоростью. Для клифов с высотой 10, 5 и 2 м смещение за 100 лет составляет соответственно 300, 480 и 820 м. Примечательной особенностью вырабатываемого профиля является почти горизонтальный участок на месте размытого уступа. Благодаря сравнительно большой глубине (около 3.5 м при штормовом нагоне), волны здесь затухают незначительно и обрушиваются на клиф, обладая значительным запасом энергии, что позволяет поддерживать достаточно высокую скорость размыва.

Представление о темпах отступления бровки клифов дает таблица 2. Здесь даны средние скорости V_{0-50} и V_{50-100} , за первые и последующие 50 лет. Показатель m в последней графе таблицы выражает отношение величины V_{50-100} к современной скорости $V_{\text{расчет}}$, приведенной в табл. 1. Полученные значения свидетельствуют о возможности ускорения средних темпов отступления термоабразионных берегов на 40–50% уже через 70–80 лет.

Более ранний прогноз [6] предусматривал возможность 2–4-кратного увеличения скоростей термоабразии к концу столетнего периода при условии прямой зависимости этой величины от годовой суммы положительных температур и продолжительности безледного периода. В настоящем прогнозе подобная же зависимость предполагается в отношении термодинамического компонента потерь материала q_T , и в результате выявляется нелинейный характер связи между температурным режимом и собственно скоростью термоабразии – последняя изменяется медленнее. Прогнозируемые изменения кажутся более реалистичными в плане существующих ограничений гидродинамической активности. В условиях обширного прибрежного мелководья в рассматриваемых районах Арктики волны останутся относительно низкими при любом расширении летней полыни и не смогут выносить количество материала, превышающее некоторый предел.

Вместе с тем, уже в современных условиях в отдельные наиболее теплые периоды скорости размыва могут примерно вдвое превышать средние показатели [2]. Поэтому первоначальный прогноз Ю.А. Павлидиса и И.О. Леонтьева [6] в большей мере характеризует амплитуду флуктуаций темпов термоабразии, возможных в будущем.

Фактор подъема уровня моря, судя по результатам моделирования, довольно слабо влияет на развитие клифов высотой 5 м и более. Так, при двойном увеличении принятой отметки уровня темп отступления берега возрастет лишь на несколько процентов. В то же время в условиях низких берегов (высотой менее 2 м) данный фактор, несомненно, сыграет важную роль, поскольку, накладываясь на штормовой нагон, будет обуславливать затопление прибрежной суши. С того момента, когда уровень при нагоне сравняется с высотой клифа, термические воздействия и эрозионная активность резко усилятся и отступление берега может существенно ускориться.

Заключение

Основная идея предложенной модели заключается в том, что эволюция термоабразионного берега рассматривается как процесс, во многом аналогичный размыву песчаного аккумулятивного берега, но протекающий на фоне убыли дополнительных количеств материала за счет термодинамического фактора. С точки зрения баланса твердого вещества на береговом склоне термодинамический компонент представляется как дополнительный сток наносов из береговой зоны q_T . При таком подходе проблема моделирования термоабразионного берега сводится к решению двух задач – определению штормовых изменений берегового профиля и оценке величины q_T .

Для решения первой задачи применяется разработанная автором [3, 4] модель эволюции аккумулятивного берега. С ее помощью имитируется процесс выработки квазиравновесного профиля, отвечающего условиям характерного экстремального шторма. Полученный профиль затем корректируется с учетом величины q_T , и цикл вычислений повторяется на следующем временном шаге.

Оценка термодинамического компонента баланса наносов q_T основывается на эмпирических данных о термоабразии берегов Восточно-Сибирского моря [2], а также на некоторых предположениях. В частности, допускается, что при превышении некоторого уровня волновой активности величина q_T достигает порога насыщения, определяемого местными климатическими условиями, и оказывается зависящей только от высоты клифа.

Результаты тестирования подтверждают правомерность сделанных оценок и позволяют надеяться на успешное применение модели для прогнозов. Эта возможность продемонстрирована на примере 100-летнего прогноза эволюции побережий морей Лаптевых и Восточного-Сибирского с различными высотами термоабразионных клифов. Предполагается, что в результате глобального потепления климата интенсивность термодинамических процессов, уровень моря и волновая активность будут

возрастать. По нашему прогнозу, во второй половине текущего столетия средняя скорость отступления термоабразионных берегов увеличится на 40–50% по сравнению с современной. Для очень низких берегов (высотой менее 2 м) этот показатель может быть значительно больше.

Одним из достоинств предложенной модели является включение обратных связей между морфологическими изменениями и динамическими воздействиями, а также влияния изменений базовых характеристик в процессе эволюции берега.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арэ Ф.Э. Основы прогноза термоабразии берегов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. 171 с.
2. Разумов С.О. Скорость термоабразии морских берегов как функция климатических и морфологических характеристик побережья // Геоморфология. 2000. № 3. С. 88–94.
3. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001. 272 с.
4. Леонтьев И.О. Моделирование эволюции аккумулятивных берегов Баренцева и Карского морей // Геоморфология. 2002. № 1. С. 53–64.
5. Are F.E. The role of coastal retreat for sedimentation in the Laptev Sea // In: Land-ocean systems in the Siberian Arctic. Ed. Kassens H. et al. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1999. P. 287–295.
6. 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.
7. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС, 1999. 299 с.

Ин-т океанологии им. П.П. Шишова РАН

Поступила в редакцию
10.12.2001

SIMULATION OF THERMAL-ABRASION COAST EVOLUTION

I.O. LEONT'YEV

Summary

Evolution of thermal abrasion coast is simulated by analogy with sedimentary coast erosion, but taking into account additional losses of material due to thermodynamic phenomena. The net contribution from the latter to the sediment budget is presented as excess sediment input from the coastal zone (q_T). With such an approach, the problem amounts to determination of storm-induced changes in coast profile and quantitative estimate of q_T . The first task is solved using the author's model of sedimentary coast evolution. The thermodynamic constituent q_T is estimated from empirical data on thermal erosion of the East Siberian Sea coasts. The q_T value is supposed to be bounded by saturation limit controlled by both local climatic parameters and the cliff height. The model seems to be in good agreement with available data. It has been also used to predict thermal-abrasion cliffs evolution in the Laptev and East Siberian seas for the next 100 years with regard for global warming. The results suggest the rate of cliff recession to increase by 40–50% in the second half of the century as compared to the present-day.