

11. *Лавров Е.И.* Методы автоматизированной генерализации линейных элементов гидрографии // Препринт № 14. Барнаул: Изд-во Алт. госуниверситета, 2000. 15 с.
12. *Червяков В.А.* Роль современной картографии в становлении и развитии общегеографической морфометрии // Географии и природные ресурсы. 1990. № 2. С. 120–126.
13. *Ласло М.* Вычислительная геометрия и компьютерная графика на C<sub>++</sub>: (Пер. с англ.). М.: БИНОМ, 1997. 120 с.
14. *Препарата Ф., Шеймос М.* Вычислительная геометрия: Введение (Пер. с англ.). М.: Мир, 1989. 478 с.
15. *Степанов И.Н., Лошакова Н.А.* О трех типах контурности на почвенных картах // Почвоведение. 1998. № 3. С. 359–369.

Алтайский госуниверситет, Барнаул

Поступила в редакцию  
29.12.2000

## AUTOMATIC COMPILING OF TORTUOSITY AND LINEAR OBJECTS CURVATURE MAPS (ALTAI REGION AS AN EXAMPLE)

E.P. KRUPCHKIN, E.I. LAVROV, V.A. CHERVYAKOV

### S u m m a r y

The concepts of tortuosity and curvature and their relation to geomorphology, morphometry, and cartography are described. The technique of automatic tortuosity and curvature map compiling is worked out, with the Altai region as an example. New morphometric maps are visually compared and analyzed. The curvature maps have appeared to be more informative and reliable. The main fields of their theoretical and applied usage are pointed out.

УДК 551.4.013:551.435.32(268.45+268.52)

© 2002 г. И.О. ЛЕОНТЬЕВ

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ АККУМУЛЯТИВНЫХ БЕРЕГОВ БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ

### Введение

Аккумулятивные берега, сложенные рыхлыми подвижными наносами, встречаются в той или иной мере во всех морях Российской Арктики и нередко служат отправной точкой для хозяйственного освоения прилегающих территорий. В настоящее время наблюдается устойчивая тенденция к размыву арктических берегов, в том числе и аккумулятивных, что представляет угрозу как уже существующим сооружениям, так и планируемым объектам, связанным с разработкой месторождений углеводородных ископаемых и морскими коммуникациями. Очевидно, имеется потребность в достоверном прогнозе эволюции побережий в обозримом будущем, что позволит выработать необходимые меры для их защиты.

В настоящей работе делается попытка спрогнозировать изменения некоторых типичных аккумулятивных берегов западной Арктики на период ближайших 100 лет, исходя из результатов математического моделирования морфодинамических процессов. В качестве объектов прогноза выбраны 4 сравнительно хорошо изученных участка побережья, один из которых расположен в Баренцевом море (район Варандея, рис. 1а), а три других в Карском море (на уральском и ямальском берегах Байдарачьей губы, а также у мыса Харасавэй, рис. 1б).

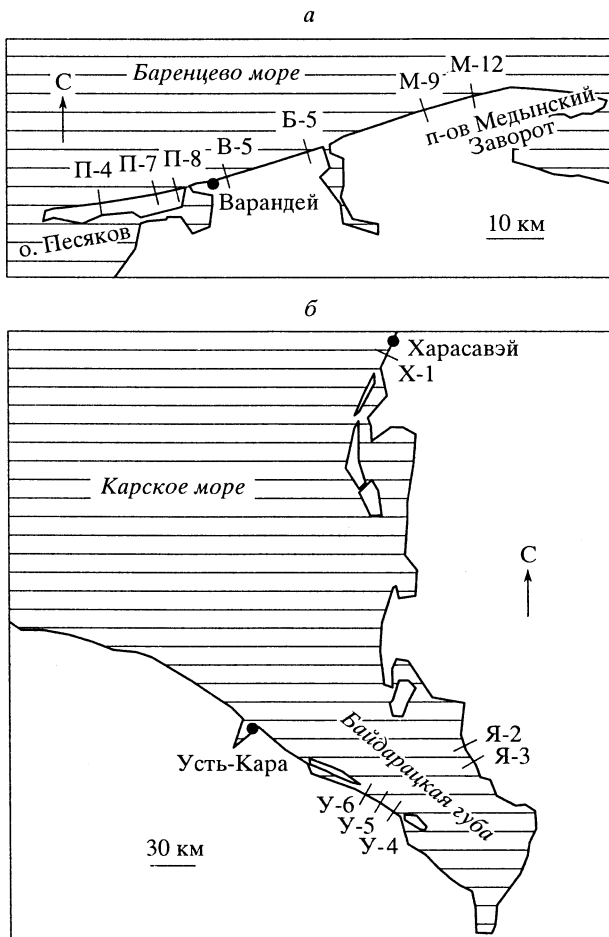


Рис. 1. Расположение профилей на исследуемых участках побережий Баренцева (а) и Карского (б) морей

Причины наблюдаемого отступления берегов далеко не всегда очевидны. Результаты моделирования выявляют дополнительный фактор, ответственный за это явление.

### Исходные предпосылки

К числу главных фоновых факторов эволюции арктических берегов относится общее повышение уровня моря, обусловленное как таянием льда, так и термическим расширением поверхностного слоя Мирового океана вследствие глобального потепления климата. Наиболее вероятный сценарий, по мнению П.А. Каплина и А.О. Селиванова [1], предполагает подъем уровня до отметки 1 м к 2100 г.

Изменения относительного уровня возможны также вследствие тектонических движений земной коры. По имеющимся данным [2], прибрежная суша в пределах рассматриваемых участков испытывает погружение со скоростью нескольких миллиметров в год, и, следовательно, относительный уровень здесь должен повышаться несколько быстрее, чем в среднем. Это отклонение, однако, вполне укладывается в пределы точности существующих оценок. Поэтому в качестве масштаба скорости подъема относительного уровня при моделировании принимается значение 0,01 м/год, отвечающее прогнозу П.А. Каплина и А.О. Селиванова [1].

Сокращение площади дрейфующих и паковых льдов, связанное с потеплением, а также расширение прибрежной летней полыньи должно привести к увеличению длины разгона ветра и глубины акватории, на которой развивается ветровое волнение. В результате возрастут высоты и периоды штормовых волн, атакующих берега, и увеличится высота штормовых нагонов. Эти изменения будут особенно контрастны в наиболее ледовитых морях центрального и восточного секторов Российской Арктики [3], но окажутся менее заметными в западных районах, где летняя кромка льдов уже в настоящее время проходит сравнительно далеко от берега. По-видимому, на первом этапе прогноз для выбранных участков побережий Баренцева и Карского морей может строиться на допущении относительного постоянства волновой активности.

Важной особенностью арктических морей является их мелководность. Относительно малые глубины, встречающиеся на значительном удалении от берега, ограничивают высоту и период волнения, развивающегося в открытом море. Очень пологий подводный склон (уклоны дна меньше 0,01) способствует постепенному затуханию волн, и их высота при подходе к берегу колеблется в сравнительно небольших пределах, несмотря на различия силы штормов в открытом море. Изменения штормовой активности сказываются в большей мере на изменениях периода прибрежных волн.

Медленная диссипация волновой энергии обуславливает относительно небольшие скорости прибрежной циркуляции в береговой зоне. В то же время создаются благоприятные условия для развития штормовых нагонов, высота которых нередко достигает 1,5–2,0 м. Нагоны сопровождаются развитием ветровой циркуляции воды, важным элементом которой является стоковое градиентное течение в придонной области, направленное в море. Его скорости, по существующим оценкам, могут быть соизмеримы со скоростями волновых течений. Следовательно, градиентный отток оказывается важным механизмом выноса осадков от берега и должен приниматься во внимание при моделировании.

### Морфодинамическая модель

Морфодинамический прогноз основывается на модели автора [4], описывающей изменения берегового профиля во временных масштабах порядка десятилетий. Модель исходит из закона сохранения массы, в котором учитываются вклады как кратковременных процессов (связанных с отдельными штормами), так и фоновых (долговременных) факторов:

$$\frac{\partial d}{\partial t} = \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{q_{EOL} + \Delta Q / \Delta y - q + S}{l_*} + w + \bar{w}. \quad (1)$$

В масштабе длительности шторма главными компонентами баланса массы служат градиенты поперечных расходов наносов  $\partial q_x / \partial x$ , создаваемых волнами и связанными с ними течениями [4]. В масштабах десятилетий основными составляющими оказываются продольный градиент вдольберегового потока наносов  $\Delta Q / \Delta y$ , эоловый транспорт  $q_{EOL}$  на верхней границе и поперечный поток  $q_*$  на нижней границе прибрежной зоны, а также иные возможные источники и стоки материала  $S$  (вклады всех составляющих усреднены по протяжению активной части профиля  $l_*$ ). Кроме того, глубины  $d$  могут меняться за счет глобальных изменений уровня моря (со скоростью  $w$ ) и вертикальных тектонических движений прибрежной суши (со скоростью  $\bar{w}$ ).

Под действием долговременных факторов со временем изменяются средние отметки уровня воды и дна,

$$\frac{\overline{\Delta z_0}}{\Delta t} = (w + \bar{w}), \quad \frac{\overline{\Delta z_b}}{\Delta t} = - \frac{q_{EOL} + \Delta Q / \Delta y - q_* + S}{l_*}. \quad (2)$$

Шаг по времени  $\Delta t$  в данном случае принят равным 1 году. Величина  $\overline{\Delta z_0} / \Delta t$ , согласно приведенной выше оценке возможных изменений уровня, соответствует 0,01 м/год.

Величина  $\overline{\Delta z_b} / \Delta t$  выражает среднюю толщину слоя наносов, отложенных или вынесенных за интервал времени  $\Delta t$ .

В ходе расчетов на каждом временном шаге по уравнению

$$\frac{\partial d}{\partial t} = \frac{\partial q_x}{\partial x} \quad (3)$$

определяется квазиравновесный профиль [4], отвечающий заданным параметрам характерного шторма (с повторяемостью 1 раз в год при соответствующем уровне штормового нагона). Полученный профиль затем корректируется соответствующими значениями  $\overline{\Delta z_0}$  и  $\overline{\Delta z_b}$ . Исходным каждый раз служит профиль, вычисленный на предыдущем шаге. Общее количество временных шагов  $\Delta t$  определяется сроком прогноза, который в данном случае составляет 100 лет.

Поперечный расход наносов  $q_x$  при достаточно малых уклонах дна выражается произведением условного объема  $G$  (зависящего от параметров волн и свойств осадков) на скорость переноса  $U$ , т.е.  $q_x = GU$ . Под величиной  $U$  обычно понимается придонная скорость волнового течения, связанного с механизмом переноса в пограничном слое или с горизонтальной циркуляцией. Однако достаточно сильный продолжительный ветер со стороны моря вызывает развитие не только волн, но и ветровой циркуляции, при которой поток воды к берегу, создаваемый напряжением ветра в поверхностном слое, уравновешивается обратным течением у дна. Скорость оттока  $U_{wind}$  в общем случае также должна включаться в величину  $U$ .

Оценка  $U_{wind}$  может основываться на рассмотрении установившегося баланса между касательным напряжением ветра и турбулентным трением в толще воды. Это позволяет определить эпюру ветровой циркуляции при условии равенства прямого и обратного потоков. Далее, используя традиционные представления о коэффициенте вихревой вязкости и опираясь на известные экспериментальные данные [5], можно прийти к следующему выражению придонной скорости оттока [4]:

$$U_{wind} = -0,0007 \frac{W^2}{\sqrt{g(d + \eta)}} \cos \Theta, \quad (4)$$

где  $W$  – скорость ветра,  $\Theta$  – угол между направлением ветра и береговой нормалью,  $\eta$  – ветровой нагон, знак минус означает перенос в сторону моря. Величина  $U_{wind}$  в типичном случае измеряется несколькими сантиметрами в секунду. При значительных волнах у относительно приглубого берега скорость  $U_{wind}$  мала по сравнению со скоростью волнового течения  $U_{wave}$ , но вполне соизмерима с последней в условиях очень пологих склонов.

### Прогноз развития берега в районе Варандея

Район Варандея вместе с прилегающими к нему о-вом Песякова и п-овом Медынский Заворот (рис. 1а) образуют общую морфодинамическую систему, имеющую протяженность около 100 км. Берег здесь представляет собой морскую аккумулятивную террасу шириной 2–6 км, которая чаще всего оканчивается у моря уступом высотой от 2 до 9 м. Толща осадков представлена в основном мелкозернистым песком (средний размер около 0,18 мм) с включениями детрита. Лыдистость осадков не превышает 5–10%, процессы термоабразии локальны и в целом не играют заметной роли [6]. Берег отступает на всем протяжении со скоростью 1–4 м/год.

Подводный склон характеризуется уклонами 0,01 и рельеф его довольно однороден вдоль берега (рис. 2а). Это, с одной стороны, ограничивает размеры волн (средняя высота и период волн с повторяемостью 1 раз в год на глубине 12 м составляют

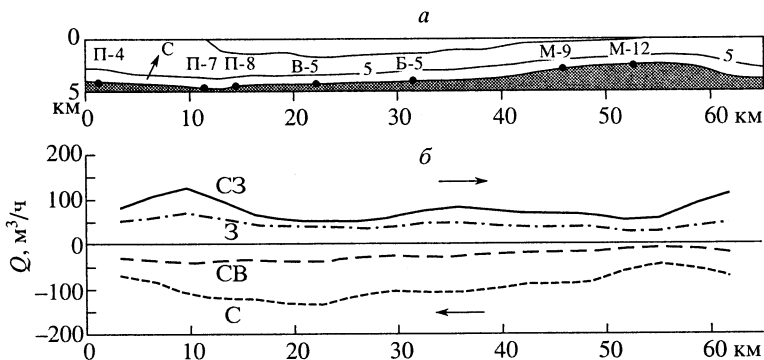


Рис. 2. Контурсы дна (а) и изменения вдольбереговых потоков наносов во время штормов различных направлений с повторяемостью 1 раз в год (б)

1,2–1,3 м и 4,9–5,1 с в зависимости от румба), а с другой определяет относительное постоянство потоков материала в продольном направлении. На рис. 2б показаны расчетные распределения вдольбереговых расходов наносов  $Q$  во время штормов с повторяемостью 1 раз в год для главных волноопасных румбов. Величины  $Q$  измеряются десятками  $\text{м}^3/\text{ч}$ , но их продольные градиенты  $\Delta Q/\Delta u$  не превышают  $5 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{ч}$  (т.е.  $0,5 \text{ м}^2/\text{год}$  даже при явно завышенной гипотетической длительности подобных условий в течение 100 ч в году). Кроме того, потоки материала в западном и восточном направлениях в значительной мере компенсируют друг друга.

Таким образом, градиент  $\Delta Q/\Delta u$  практически не оказывает влияния на баланс наносов (1) в пределах рассматриваемого участка. Отступление берега, очевидно, следует связывать с суммарным действием остающихся факторов – эоловым транспортом  $q_{\text{EOЛ}}$  и выносом материала по подводному склону –  $q_*$ . По наблюдениям С.А. Огородова и др. [6], эоловая дефляция, получившая развитие вследствие техногенных нарушений растительного покрова, приводит к значительным потерям материала и понижению береговой террасы. Вынос песка в сторону моря, по-видимому, обусловлен упоминавшейся выше ветровой циркуляцией (стоковыми течениями, развивающимися при штормовых нагонах).

Суммарный поток  $q_{\text{EOЛ}} + q_*$  неизвестен априори. Поэтому потребовалась предварительная калибровка прогностической модели с помощью данных повторных промеров берегового профиля В-5 у поселка Варандей (рис. 3а), где берег за 12 лет отступил на 35 м [6]. Задача калибровки заключалась в подборе оптимального значения  $q_{\text{EOЛ}} + q_*$ , обеспечивающего соответствие прогнозируемого профиля с данными наблюдений. В результате величина дефицита наносов была оценена как  $10 \text{ м}^2/\text{год}$ . Соответствующий расчетный профиль 1 также показан на рис. 3а. Входными параметрами служили скорость ветра 20 м/с, средняя высота волн 1,3 м, средний период 5,1 с, высота штормового нагона 1,5 м.

В рассматриваемых условиях наиболее существенные изменения претерпевает надводная часть профиля. Поэтому линейный масштаб  $l_*$  в уравнении (1) определялся шириной затопляемой поверхности пляжа до верхней отметки волнового заплеска при штормовом нагоне. Для профиля В-5  $l_*$  составляет примерно 30 м. Следовательно, объему дефицита  $10 \text{ м}^2/\text{год}$  отвечает величина  $\overline{\Delta z_b} / \Delta t = (q_{\text{EOЛ}} + q_*) / l_* \approx -0,3 \text{ м}/\text{год}$ . Иначе говоря, дефицит материала ежегодно приводит к удалению с пляжа слоя осадков толщиной около 30 см.

Расчетный профиль 2 на рис. 3а получен при условии, что стоковое течение  $U_{\text{wind}}$  связанное с ветровой циркуляцией, отсутствует. Очевидно, исключение этого фактора

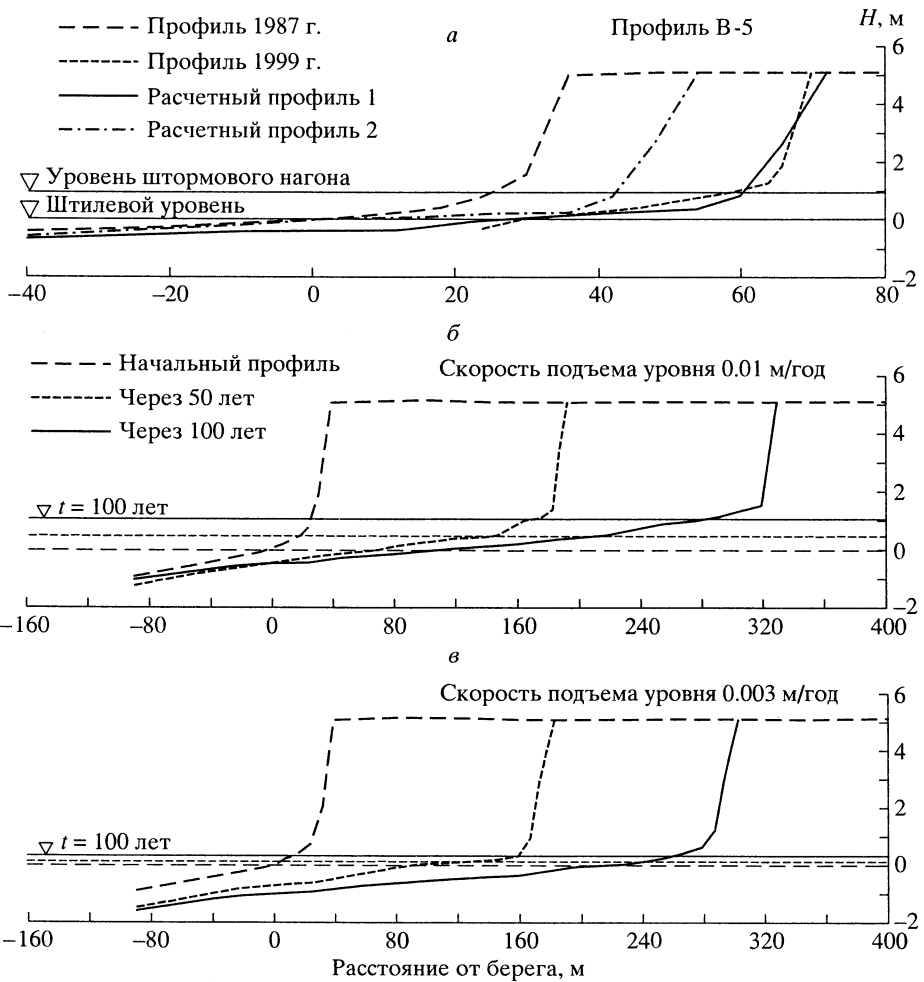


Рис. 3. Современная динамика и прогноз изменений профиля В-5 у п. Варандей

*a* – сравнение наблюдаемых изменений с прогнозируемыми при величине дефицита наносов  $10 \text{ м}^2/\text{год}$  (расчетные профили 1 и 2 получены соответственно при включении и исключении стокового течения, связанного с ветровой циркуляцией); *б* и *в* – изменения, ожидаемые в течение ближайших 100 лет при темпах подъема уровня моря соответственно 0,01 и 0,003 м/год

приводит к значительной недооценке скорости отступления берега при прочих равных условиях. Как показывают расчеты, дополнительный отток заметно усиливает эродирующее воздействие волн (если их период сравнительно мал, как в данном случае) и обуславливает тенденцию к размыву берега даже при отсутствии дефицита наносов.

Долгосрочный прогноз эволюции профиля В-5, основанный на полученном значении  $q_{\text{EOL}} + q_* = 10 \text{ м}^2/\text{год}$ , выполнен для двух возможных сценариев повышения уровня моря в ближайшее столетие на 1 м и на 0,3 м (рис. 3б и в). Профиль в основном сохраняет свою первоначальную форму. При более высокой скорости подъема уровня берег отступает немного быстрее, но в целом различия невелики. Очевидно, в сравнении с другими факторами, отмеченными выше, изменения уровня в данном случае играют второстепенную роль. Через 100 лет береговая линия и бровка уступа сместятся в глубь суши на 260–290 м. Современная скорость движения уступа (около 3 м в год) будет практически сохраняться на протяжении первых 50 лет. Затем, однако, произойдет ее некоторое замедление, обусловленное постепенным уменьше-

нием уклона подводной части профиля и соответственно ослаблением волнового воздействия на уступ. Таким образом, морфодинамическая система будет стремиться с течением времени к некоторому равновесному состоянию.

Профили В-5 и Б-5 находятся в пределах наиболее активно размываемого участка (рис. 1а), к западу и востоку от которого скорость отступления берега падает примерно вдвое [6]. Можно ожидать, что в той же мере уменьшаются и объемы дефицита наносов. Соответственно профиль Б-5 моделировался при том же значении  $q_{EOL} + q_* = 10 \text{ м}^2/\text{год}$ , а для профилей П-4, П-7, П-8, М-9 и М-12 эта величина предполагалась равной  $5 \text{ м}^2/\text{год}$  (данные по морфометрии берегового склона любезно предоставлены С.А. Огородовым, МГУ). Полученные результаты представлены на рис. 4.

Темпы разрушения берега обнаруживают четкую зависимость от высоты уступа морской террасы. Низкий пологий берег (профиль П-8) отступит более чем на 0,5 км за столетие, причем в значительной мере за счет затопления в ходе повышения уровня моря. При высоте террасы 4–6 м (П-7 и П-4) ее бровка сместится уже всего на 200 м, а при высоте 8–10 м – только на 60–80 м (М-9 и М-12). Для относительно низких береговых уступов характерно замедление их смещения с течением времени, уже отмечавшееся в случае В-5. Однако профили М-9 и М-12, обладающие наиболее высокими обрывами, обнаруживают скорее обратную тенденцию. На первых стадиях эволюции крутизна надводной части береговых склонов повсюду увеличивается, но в дальнейшем форма профиля стабилизируется. Характерными элементами квазиравновесного профиля в данных условиях являются крутой уступ, узкий пляж у его подножья и очень пологий подводный склон.

### **Эволюция берегов в Байдарацкой губе и в районе Харасавэя**

Аккумулятивные берега в рассматриваемой области Карского моря (рис. 1б) имеют ряд общих черт с побережьем Варандея. В составе осадков доминирует мелкий песок, иногда с прослоями торфа. Береговой бар часто имеет вид уступа с высотой от 3 до 10 м, но встречаются и пониженные участки, где очень пологий береговой склон переходит в поверхность лайды [7]. Штормовые нагоны (до 2 м), приливы (около 0,5 м) и характерные параметры волн у берегов Байдарацкой губы (средняя высота 1,2–1,6 м, период 5–6 с) того же порядка, что и у Варандея [7]. В районе м. Харасавэй, расположенном за пределами губы, волны бывают значительно выше. Вдольбереговые потоки наносов, судя по результатам расчетов, довольно однородны в пределах рассматриваемых локальных участков уральского и ямальского берегов, и их изменения  $\Delta Q/\Delta u$  не оказывают заметного влияния на баланс наносов (1).

Важное различие условий Байдарацкой губы и Варандея связано с иной экспозицией побережий по отношению к господствующим ветрам. Здесь доминируют не фронтальные, а касательные воздействия ветра (в основном по направлениям СЗ и ЮВ). Можно предполагать, что потери материала за счет эолового сноса  $q_{EOL}$  и выноса осадков по подводному склону  $q_*$  здесь не столь существенны, как на Варандее. Об этом косвенно свидетельствует сравнительно медленное отступление бровки уступа на рассматриваемых участках (0,5–1,0 м/год). Подобные темпы размыва, как показывают расчеты, могут быть воспроизведены и без включения факторов  $q_{EOL}$  и  $q_*$  в уравнение баланса (1). Иными словами, дефицит наносов как долговременный фоновый фактор, если и существует, то сравнительно мал и, по-видимому, может не приниматься в расчет при моделировании. Сказанное, однако, не относится к участку Харасавэя, который обращен к открытому морю (рис. 1б) и в этом отношении имеет больше сходства с районом Варандея.

К сожалению, мы не располагаем данными повторных съемок за достаточно длительный срок, чтобы подтвердить сделанные предположения. Имеются только данные о кратковременных изменениях уральских профилей за период отдельных штормовых циклов (материалы промеров любезно предоставлены А.М. Камаловым,

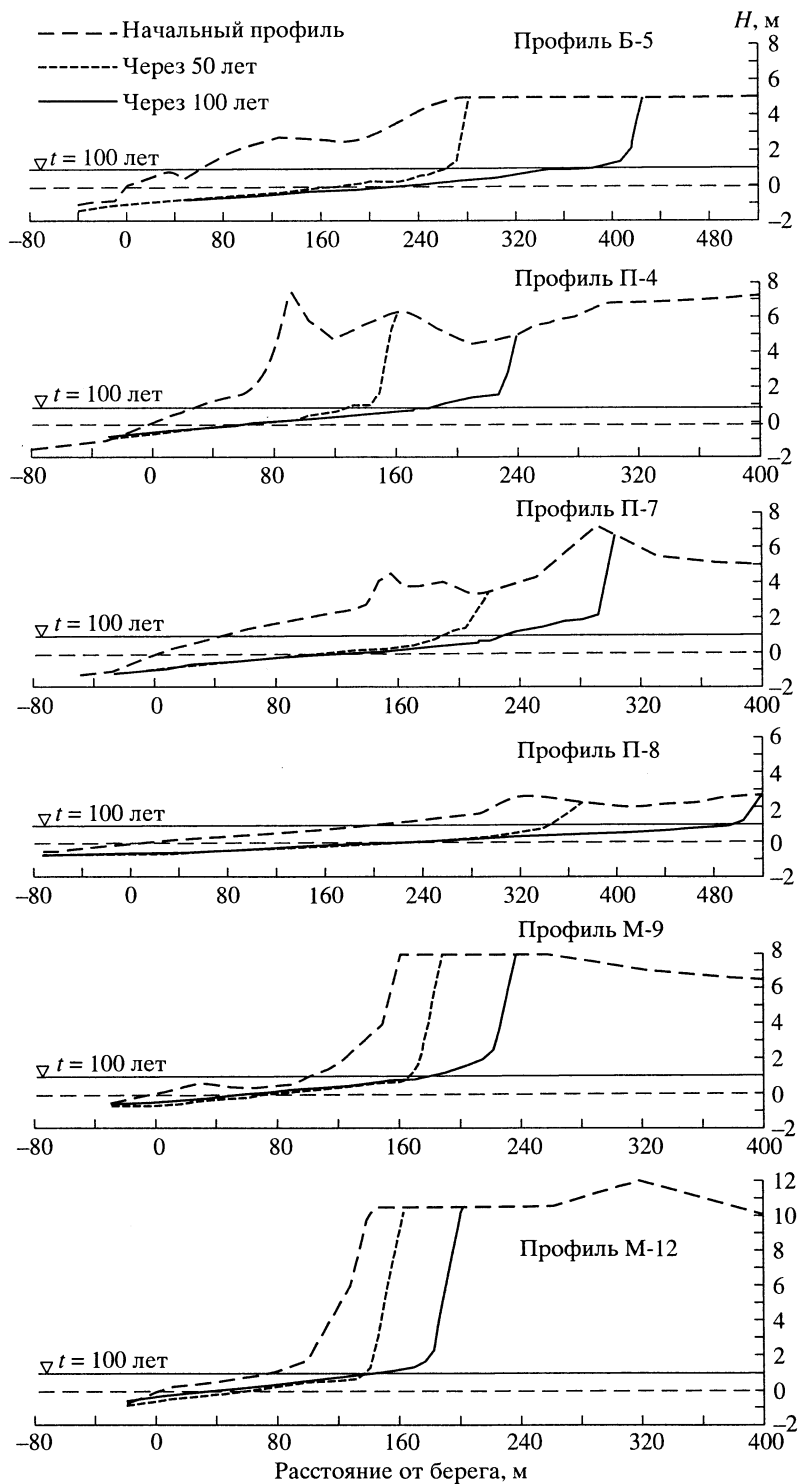


Рис. 4. Прогнозируемая эволюция берегов в районе п. Варандей



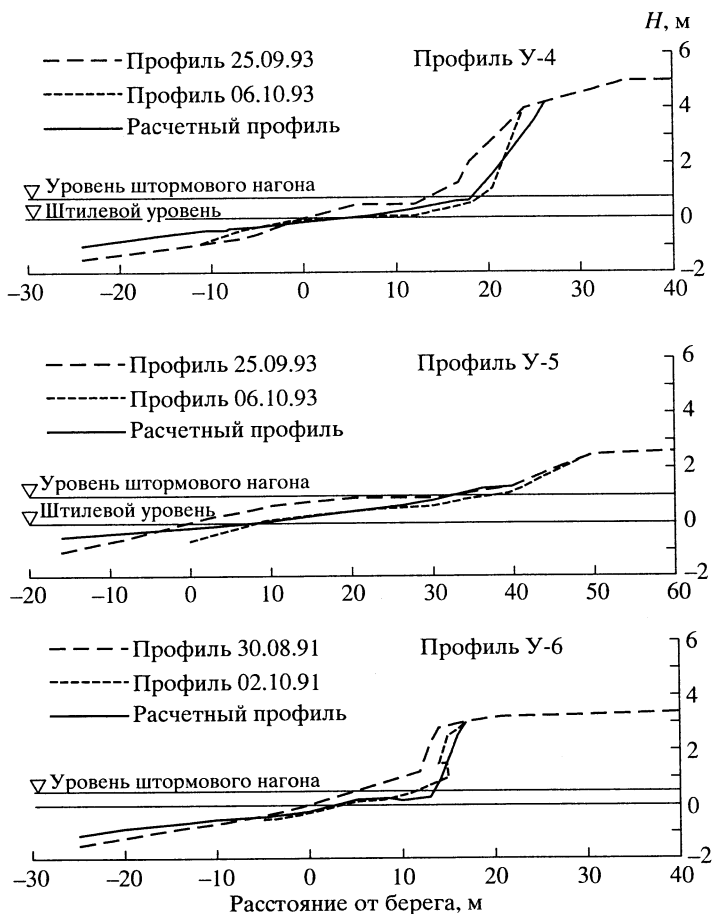


Рис. 5. Сравнение наблюдаемых и расчетных штормовых изменений профилей на уральском участке побережья Байдарацкой губы

МГУ). Как видно из рис. 5, эти изменения могут быть удовлетворительно воспроизведены при моделировании для условий умеренного шторма (скорость ветра 15 м/с, средняя высота и угол подхода волн на глубине 8 м – 1 м и 45°, период 4,5 с, высота нагона 0,8 м (У-4), 1 м (У-5) и 0,5 м (У-6)).

При прогнозировании развития берегов Байдарацкой губы (профили У-4, У-5, У-6, Я-2 и Я-3) использовались следующие значения параметров: скорость ветра 20 м/с, угол между направлением ветра (а также волн в открытом море) и береговой нормалью – 45°, средняя высота волн 1,4 м, средний период 5,1 с, высота штормового нагона 1,5 м. В соответствии с высказанными ранее соображениями предполагалось  $q_{EOL} + q_* = 0$ . Для района Харасавэй (Х-1) направление ветра и волн считалось фронтальным, средняя высота и период волн составляли 1,8 м и 6 с, а суммарный вынос материала  $q_{EOL} + q_*$ , по аналогии с условиями Варандея, предполагался равным 5 м<sup>2</sup>/год.

Полученные результаты представлены на рис. 6. Прогнозируемый размыв берегов в Байдарацкой губе, как и ожидалось, значительно меньше, чем в районе Варандея. На уральской стороне (профили У-4, У-5 и У-6) отступление бровки уступа к концу столетия составит от 50 м (для более высокого берега) до 80 м (для пониженных

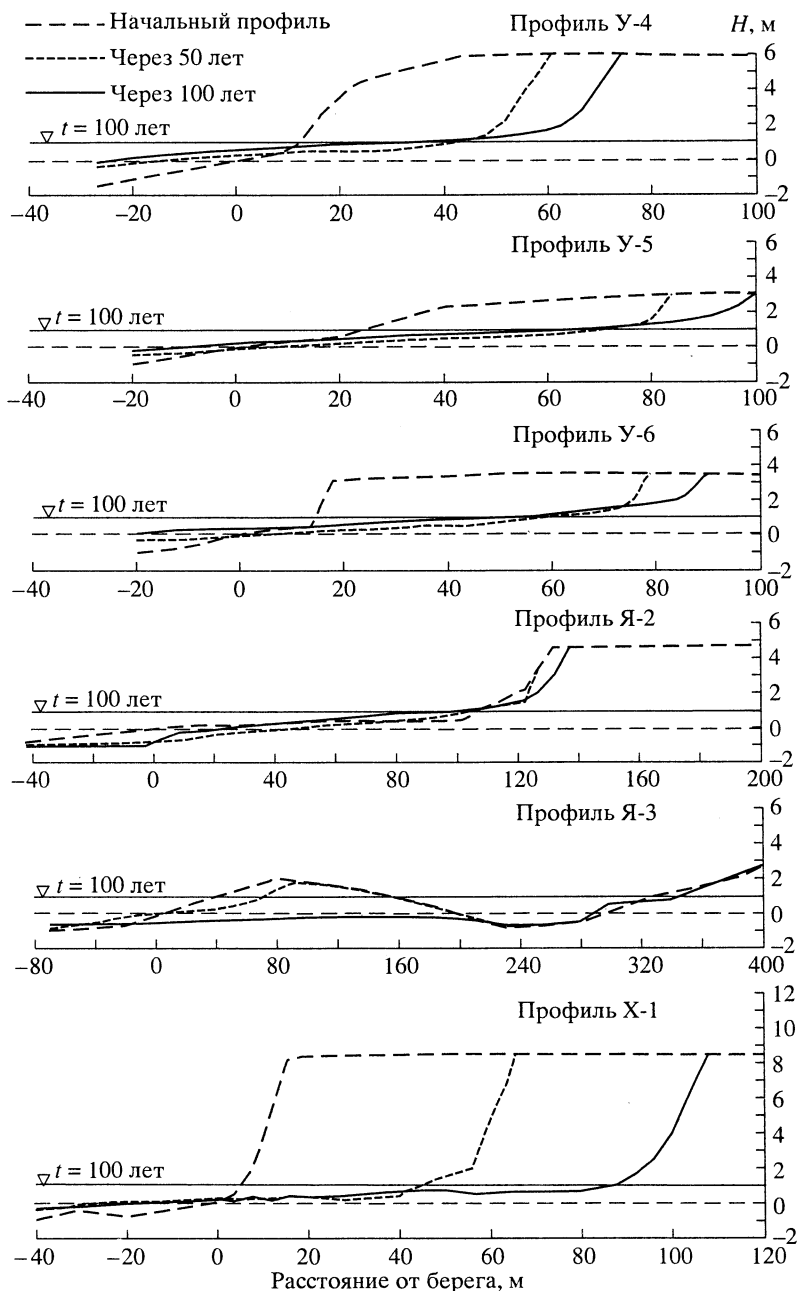


Рис. 6. Прогнозируемая эволюция берегов в Байдарацкой губе и у мыса Харасавэй

участков). Обращает на себя внимание довольно быстрое затухание процесса с течением времени. Очевидно, при отсутствии фоновых потерь материала морфодинамическая система гораздо скорее приспосабливается к постоянному повышению уровня. В итоге должен быть выработан профиль, устойчивый по отношению к внешним воздействиям. Примером тому служит профиль Я-2, расположенный на ямальской стороне губы. Его геометрия изначально оказывается довольно близкой к равновесной для

заданных условий, и на протяжении ближайших 100 лет существенных изменений берега здесь не произойдет.

Профиль Я-3, пересекающий небольшую лагуну, напротив, демонстрирует ускорение эволюции на определенном этапе. На начальной стадии размыв вала, отделяющего лагуну, будет протекать относительно медленно. Однако после превышения отметки уровня 0,5 м вал за короткое время полностью исчезнет, и береговая линия резко сместится в глубь суши.

Прогнозируемая эволюция берега у мыса Харасавэй (профиль Х-1) характеризуется довольно равномерным отступанием бровки обрыва со скоростью около 1 м в год и в этом плане сравнима с изменениями берегов в районе Варандея при аналогичной высоте береговой террасы (например, профиль М-9, рис. 4).

### Заключение

Эволюция берега на протяжении данного отрезка времени представляет результат взаимодействия процессов, протекающих в различных временных и пространственных масштабах. Соответственно математическая модель, объясняющая наблюдаемые изменения и позволяющая спрогнозировать будущее поведение берега, должна учитывать вклады как относительно кратковременных штормовых воздействий, так и медленно действующих (многолетних) факторов. В данном случае изменения, связанные с факторами того или иного типа, моделируются в два этапа: вначале определяется квазиравновесный штормовой профиль, который затем корректируется с учетом долговременных процессов.

Полученные результаты подтверждают возможность моделирования изменений аккумулятивных берегов Арктики как в масштабе отдельных штормов (рис. 4), так и на протяжении ряда лет (рис. 3а). Особенностью примененного подхода является включение в рассмотрение ветровой циркуляции, в частности стокового придонного течения, которое ранее не учитывалось. В условиях волнений относительно малого периода и значительных нагонов, характерных для рассмотренных районов Баренцева и Карского морей, указанное течение обуславливает вынос осадков на глубину и, следовательно, вызывает размыв берега даже при отсутствии иных механизмов удаления материала. Более того, данный механизм, несомненно, ответствен за определенную часть дефицита наносов как долговременного фактора (наряду с золотым переносом) и тем самым вносит свой вклад в процесс отступления арктических берегов.

Интенсивность этого процесса зависит как от экспозиции берега, так и от его возвышения над уровнем моря. Так, открытые берега Варандея размываются быстрее, чем более защищенные побережья Байдарацкой губы. Первые к концу столетия могут отступить на 300–500 м, а вторые – не более чем на 100 м. При неизменных условиях процесс будет замедляться с течением времени. Характерными чертами прогнозируемого берегового профиля являются крутой уступ и очень пологий учок (с уклоном менее 0,01) до глубин 1–2 м.

Глобальное повышение уровня не является решающим фактором будущей эволюции рассмотренных побережий и лишь в особых случаях способно существенно повлиять на их развитие. При определенном сочетании условий в ходе затопления будет только сокращаться надводная часть пляжа, а положение берегового уступа может сохраняться почти неизменным в течение ближайших 100 лет.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС, 1999. 299 с.
2. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега: Природа мира. М.: Мысль, 1991. 480 с.
3. Павлидис Ю.А., Леонтьев И.О. Прогноз развития береговой зоны Восточно-Сибирского моря при повышении уровня и потепления климата // Вестник РФФИ. 2000. № 1(19). С. 31–39.

4. *Леонтьев И.О.* Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001 (в печати).
5. *Кинг К.А.М.* Пляжи и берега. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1963. 435 с.
6. *Огородов С.А., Камалов А.М., Баурчулу Т.С., Ермолов А.А.* Антропогенный фактор в развитии берегов Варандейского промышленного участка // Человечество и береговая зона в XX веке. М.: ГЕОС, 2000. С. 41–49.
7. *Природные условия Байдарацкой губы. Основные результаты исследований для строительства подводного перехода системы магистральных газопроводов Ямал-Центр.* М.: ГЕОС, 1997. 432 с.

Ин-т океанологии РАН

Поступила в редакцию  
15.03.2001

## MODELLING OF THE ACCUMULATIVE COASTS' EVOLUTION OF THE BARENTS AND KARA SEA

I. O. LEONT'EV

### S u m m a r y

The objective of this study is the prediction of long-term (about 100 years) evolution of typical accumulative coasts located in western Russian Arctic. The morphodynamic modelling is applied to coasts of Varanday (the Barents Sea), Baydaratskaya Guba and Harasavay (the Kara Sea). The authors' model takes into account both the impact of short impulses (single storms) and the long-term factors (sea-level changes, multiannual average sediment flux, lack or excess of sediment supply etc.). Predicted and observed morphological changes in coastal profiles agree well for time scales from weeks to decades. Wind-driven seaward flow at the bottom is an important destructive mechanism, contributing in process of abrasion and recession of Arctic coasts. This process depends on both the coast exposition and its height. The open coast of Varanday will retreat on distance of 300–500 m after 100 years, while the recession of less exposed coast of Baidaratskaya Guba would not exceed about 100 m. The process will decay in time. The expected global sea-level rise up to 1 m in a centenary is not the crucial factor of the future evolution of the coasts considered, and may strongly affect it in a particular cases only.