

МОРФОДИНАМИКА АБРАЗИОННО-БУХТОВОГО БЕРЕГА ПРИ ВОЛНЕНИЯХ РАЗНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАЛИНИНГРАДСКОГО ПОЛУОСТРОВА, ЮВ БАЛТИКА)

Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

e-mail: korzinin2000@mail.ru

Проведена оценка литодинамики абразионно-бухтового берега на основе батиметрических данных и профиля равновесия подводного берегового склона. Используются профиль равновесия Р. Дина и профиль штормовых деформаций. На основе сравнения рельефа подводного берегового склона с профилем Дина предложены принципы крупномасштабного районирования береговой зоны. Сравнение со штормовым профилем позволило сделать вывод о том, что максимальные преобразования рельефа происходят при экстремальных волнениях и приводят к неравномерному распределению песчаных осадков в центральных частях бухт. В дальнейшем эти преобразования рельефа являются причиной интенсификации абразионных процессов при менее сильных штормах.

Ключевые слова: подводный береговой склон, профиль равновесия, литодинамика, абразия, аккумуляция, бухтовый берег.

Введение

Абразионно-бухтовый тип берега является относительно молодым в эволюционном ряду от первично расчлененных к выровненным берегам. Изначальным процессом развития рельефа абразионно-бухтового берега является выработка абразионного профиля. К вторичным процессам относится горизонтальное расчленение на серию береговых дуг. Дальнейшая динамика контура и профиля берега определяется совокупностью факторов, среди которых интенсивность волнового воздействия, соотношение скоростей отступления бухт и мысов, а также бюджет прибрежно-морских наносов. Согласно универсальной классификации О.К. Леонтьева, Л.Г. Никифорова и С.А. Лукьяновой¹, конечной стадией эволюции абразионно-бухтового берега является отмирание клифа и формирование устойчивой аккумулятивной террасы. Такое развитие возможно при постепенном затухании отступления берега, что происходит при расширении абразионной террасы и достаточном количестве прибрежно-морских наносов. В условиях дефицита песчаного материала выравнивания берега и отмирания абразионных клифов не происходит. В этом случае, берег отступает параллельно самому себе без ощутимого увеличения глубины вреза бухт относительно мысов.

Подобная ситуация наблюдается на северном побережье Калининградского (Самбийского) п-ова (Юго-Восточная Балтика), берег которого развивается по абразионному пути и расчленен серией слабоогнутых береговых дуг, что позволяет определять его как абразионно-бухтовый. Несмотря на формирование пляжей и развитие аккумулятивных процессов в центральных частях бухт, отступление береговых уступов с интегральной скоростью 0.3–0.5 м/год происходит на всем протяжении берега от мыса Таран до корневой части Куршской косы, что говорит о дефиците песчаных осадков. На данный момент, некоторые аспекты, касающиеся литодинамического режима побережья, остаются малоисследованными или представления и суждения по ряду во-

¹ Эта классификация [1] основывается на таких признаках как интенсивность воздействия волн на морской край суши и стадия развития берегового контура. Направление развития берега определяются исходным контуром береговой линии, геологическим строением и крутизной подводного берегового склона.

просов оказываются спорными. Актуальным с точки зрения фундаментальной науки и решения проблемы сохранения и освоения берегов Калининградского п-ова является исследование характера перемещения и аккумуляции прибрежно-морских наносов внутри вогнутостей берега.

Природные условия и факторы формирования рельефа побережья

Самбийский выступ сформировался в анциловое время (Anc) при уровне водоема ниже современного уровня моря на 3–6 м (пик трансгрессии Анцилового озера – 8.4 тыс. л.н.). Формирование современного облика побережья происходило в процессе трансгрессивно-регрессивной эволюции береговой зоны на стадии Литоринового моря. По мнению большинства исследователей, уровень моря колебался относительно современного его положения с затухающей амплитудой. В этот период в результате волнового воздействия произошло горизонтальное расчленение берега, что было предопределено неоднородностью литологического состава коренных пород и различной высотой абразионных уступов [2].

В вогнутостях берега подводный береговой склон и береговые уступы сложены супесчаными и песчаными палеогеновыми породами и отложениями неогена, которые представлены песками с прослоями глин и гравийно-галечного материала. Мысы сложены плотными моренными суглинками четвертичного возраста с гравием, галькой и валунами. Выступам берега соответствуют локальные положительные структуры Таран-суша (м. Таран) и Светлогорское (выступ Отрадное). Размываемые песчаные и супесчаные породы служат основными поставщиками прибрежно-морских наносов.

Подводный рельеф представляет собой абразионно-аккумулятивную равнину, которая сформировалась под воздействием трансгрессивных стадий Балтики. Современные песчаные осадки прослеживаются узкой полосой вдоль берега в интервале глубин 1.5–10.0 м и перекрывают практически весь подводный береговой склон в пределах бухт и вогнутостей берег. Об относительно небольшом количестве песчаного материала на подводном береговом склоне говорит морфологическая выраженность форм рельефа, сформированных подстилающими породами, среди которых затопленные эрозионные врезы и ледниково-аккумулятивные холмы и гряды. Перемещение морских осадков регулируется волновым режимом и течениями береговой зоны, связанными с морским волнением. Штормы наибольшей силы генерируются ветрами 3 и СЗ направлений.

Изученность проблемы

Для берегов абразионно-бухтового типа характерно формирование абразионно-аккумулятивных подсистем в пределах отдельных вогнутостей берега. Движущей силой миграций песчаных наносов служат ветровое волнение и волновые течения, среди которых выделяются энергетические, возникающие вследствие косого подхода волн к берегу, и компенсационные, основной движущей силой которых является гидростатический градиент.

При относительно однородных условиях, когда контур берега и изобаты дна близки к прямой линии, возникает компенсационное противотечение в среднем слое водной толщи. При неоднородных условиях, компенсационные течения прибрежной зоны локализуются не по вертикали, а в плане, что приводит к развитию горизонтальной циркуляции.

Гидродинамику прибрежной зоны бухтового берега можно представить в виде условной схемы. При приближении к отмелым участкам дна в районе выступов фронт волны стремится занять положение параллельно берегу, что связано с рефракцией волн. Здесь происходит конвергенция волновых лучей, усиление прибойного потока и возникает гидростатический градиент. В связи с большим количеством волновой энергии приходящей к берегу, отток водных масс в районе мысов затруднен. Нагон

компенсируется вдольбереговым градиентным течением, которое переносит водные массы вдоль бортов в центральные части бухт, где формируется уже новый градиент уровня и возникают разрывные течения, направленные в сторону моря.

В плане такое движение водных масс в пределах бухт имеет вид циркуляционных ячеек, формирование которых связано, в первую очередь, с контуром береговой линии и при наиболее сильных штормах масштаб перемещений водных масс сравним с размерами вогнутостей берега.

Влияние штормов на конечное перемещение осадков береговой зоны связано не только с интенсивностью волнения, но и с продолжительностью каждой штормовой стадии – усиления, стабилизации и затухания. Стадия усиления волнения характеризуется выносом наносов в нижнюю часть подводного берегового склона. В стадию стабилизации для рельефа дна наиболее вероятно достижение состояния относительного динамического равновесия. При затухании волнения происходит перемещение наносов к берегу и характер этой стадии определяет послештормовой рельеф подводного берегового склона.

Для исследуемого участка побережья представления о гидродинамическом режиме и перемещении песчаного материала существенно менялись в течение второй половины XX столетия. Концепция преобладающего переноса песчаного материала в В и СВ направлениях на участке от м. Таран до м. Кокасагс волнениями западных румбов [3] была дополнена предположением о существовании литодинамических ячеек, соответствующих бухтам или береговым дугам [4]. Литодинамические звенья характеризовались продольными миграциями песка в противоположных направлениях с выносом материала за пределы береговой зоны в результате действия компенсационных течений, которые особенно выражены во время экстремальных волнений.

Совместное действие вдольбереговых и поперечных движений водных масс было доказано впоследствии натурными экспериментами, направленными на изучение распределения взвешенных наносов, разноса люминесцентного трассера над подводным береговым склоном, анализом концентрации тяжелых минералов и содержания CaCO_3 в прибрежно-морских осадках [2]. С помощью натурных экспериментов [5] выявлено, что вдольбереговой перенос, направленный в сторону С и СВ секторов преобладает в основном при умеренных волнениях западных румбов, а усиление волнения и смещение его румба к северу или к югу являются причиной возникновения циркуляции внутри отдельных вогнутостей берега. Расчеты волновой энергии для северного побережья Калининградского полуострова по ветроэнергетической методике В.В. Лонгина и составление планов рефракций [6] показали, что при преобладающих штормах западных румбов происходит фокусировка волновой энергии в районе мысов, что вызывает градиент уровня водной поверхности и возникновение компенсационных течений.

Таким образом, экспериментальным и расчетным путем установлена существенная роль ячеистой циркуляции в динамике водных масс и транспорте песчаного материала.

Постановка задачи и методы исследования

Цель работы – выявление особенностей литодинамики береговой зоны северного побережья Калининградского п-ова. Исследование основывается на сравнении рельефа дна с расчетной моделью профиля равновесия подводного берегового склона.

Изученный участок побережья представлен на рис. 1. В качестве исходных данных используются результаты промерных работ, выполненных Лабораторией динамики морских берегов Калининградского государственного университета в 1974 г., Управлением инженерной защиты Калининградской области в 1982 и 1987 гг., и ГУ КО “Балтберегозащита” в 2008 г. Данные промеров глубин являются основным фактическим материалом для исследования и представлены как в виде батиметрических схем с шагом глубин 1 м,

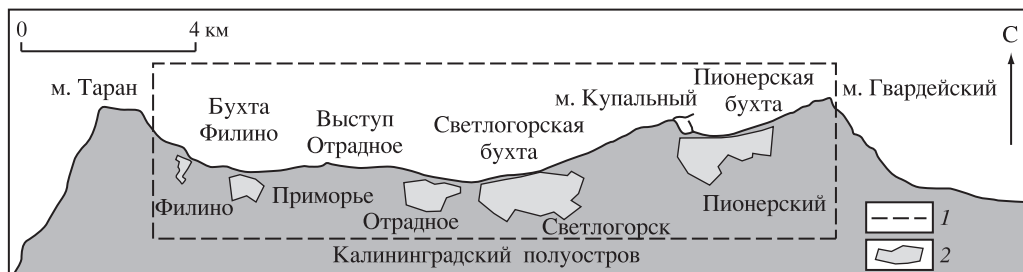


Рис. 1. Исследуемый участок северного побережья Калининградского п-ова
1 – границы исследуемого участка берега, 2 – контуры населенных пунктов

так и в виде промеров по профилям (галсам), для которых изобаты дна были интерполированы. Используются батиметрические данные о глубинах до 12–15 м.

Рельеф дна сравнивался с двумя расчетными профилями равновесия подводного берегового склона. Первый из них характеризует рельеф дна относительно волнового климата побережья [7, 8], и в научной литературе эта модель известна как профиль равновесия Брууна-Дина. Вторая модель характеризует рельеф в масштабе времени отдельных штормовых событий, т. е. определяет профиль динамического равновесия, когда рельеф подводного берегового склона обеспечивает наиболее полную диссипацию волновой энергии. Расчет штормового профиля осуществлялся согласно алгоритму, рекомендованному отечественными строительными нормами [9, 10] и реализованному в специальном программном обеспечении.

Форма профиля Брууна–Дина определяется зависимостью:

$$h = Ax^{\frac{2}{3}}, \quad (1)$$

где

$$A = 2.25 \left(\frac{Ws^2}{g} \right)^{\frac{1}{2}}. \quad (2)$$

При этом h – глубина в расчетной точке, x – расстояние от берега этой точки, Ws – гидравлическая крупность.

Предельная точка расчета профиля равновесия Брууна–Дина определяется глубиной замыкания:

$$d^* = 2.28H_{sig} - \frac{68.5(H_{sig}^2)}{gT^2}, \quad (3)$$

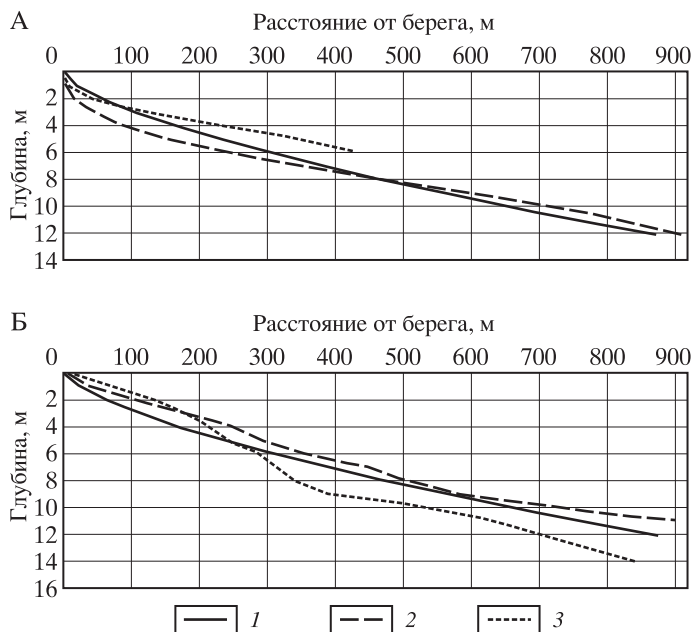
где H_{sig} – значительная высота волны годовой режимной обеспеченности 0.14% (м), T – период волны (с).

Высота волн 0.14% годовой режимной обеспеченности ($H_{sig0.14\%} = 6.6$ м) определена на основе функции обеспеченности волнения, полученной по данным о повторяемости высот волн за многолетний период [11]. Используются значения периода волнения ($T = 10$ с) и медианного диаметра прибрежно-морских наносов ($Md = 0.3$ мм) из литературных источников [2, 12].

С помощью второй модели рассчитываются два профиля штормовых деформаций, соответствующих волнениям разной интенсивности – экстремального ($H_{sig0.14\%} = 6.6$ м, $T = 10$ с) и наиболее характерного для штормового сезона ($H_{sig} = 3.2$ м, $T = 5.4$ с по [13, 14]). Полученные расчетные профили подводного берегового склона представлены на рис. 2А.

Сравнение штормового профиля с профилем Дина отражает существующие представления о морфодинамике берега при усилении волнения. Профиль для экстремальных волнений ($H_{sig0.14\%} = 6.6$ м) в приустьевой зоне расположен глубже приблизительно

Рис. 2. Расчетные профили равновесия подводного берегового склона (А) (1 – Брууна–Дина; штормовые: 2 – при $H_{sig} = 6.6$ м, 3 – при $H_{sig} = 3.2$ м) и соотношение измеренных аккумулятивного и абразионного профилей на исследуемом участке (Б) (профили: 1 – Брууна–Дина, 2 – аккумулятивный, центральные части бухт, 3 – абразионный, выступы берега)



на 1 м относительно профиля Дина, что отражает вынос донных осадков на глубину при развитии шторма. В глубинной части береговой зоны профиль для экстремальных волнений практически совпадает с профилем Дина, что согласуется с тем фактом, что

рельеф на больших глубинах перерабатывается только самыми сильными штормами и большую часть времени достаточно стабилен. Максимальная расчетная глубина штормового профиля близка к глубине замыкания, используемой для расчета профиля Дина, что хорошо верифицирует обе модели относительно друг друга.

Для типичных штормов ($H_{sig} = 3.2$ м) профиль лежит выше профиля Дина в своей глубинной части, что можно связать с выносом наносов на глубину данным волнением. Здесь следует отметить, что профиль Дина служит усредненной моделью, принимающей в расчет только глубину замыкания и крупность материала и не отражающей многих особенностей рельефа, связанных со штормовой переработкой. Это следует учитывать и при интерпретации результатов сравнения измеренных профилей с расчетным. Природный профиль, лежащий выше профиля Дина можно условно отнести к аккумулятивному. Если в то же время он лежит ниже штормового профиля, то мы можем интерпретировать это как дефицит песчаного материала и прогнозировать размыв при рассматриваемом волнении.

Анализ сравнения рельефа дна с профилем равновесия осуществляется путем перехода от профильной задачи к плановой. Для этого исследуемый участок подводного берегового склона покрывается регулярной сеткой с размером ячеек 100×100 м. Для каждой ячейки рассчитываются числовые характеристики, отражающие разницу между усредненными значениями измеренных глубин дна и глубин равновесного профиля. В результате получены значения Δh (для профиля равновесия Брууна–Дина) и $\Delta h_{шт}$ (для двух штормовых профилей: $\Delta h_{шт, 6.6 \text{ м}}$ и $\Delta h_{шт, 3.2 \text{ м}}$).

Будем считать участки, для которых значения Δh относятся к диапазонам $-0.5 \leq \Delta h \leq 0.5$ (соответствие условию равновесия) и $\Delta h > 0.5$, территориями преобладания аккумулятивных процессов. В природных условиях абразионный профиль имеет выпуклую форму с резким спадом глубин, что позволяет относить участки с отрицательными значениями Δh ($\Delta h < -0.5$) к абразионным. Различие рельефа дна аккумулятивного и абразионного участков представлено на рис. 2Б. Пример распределения значений Δh для участков двух типов показан на рис. 3.

Интерпретация значений $\Delta h_{шт}$ основывается на особенностях перемещения песчаных наносов в ту или иную стадию шторма. Значения, соответствующие условию равновесия рельефа ($-0.5 \leq \Delta h_{шт} \leq 0.5$), определяют участки дна, сформированные

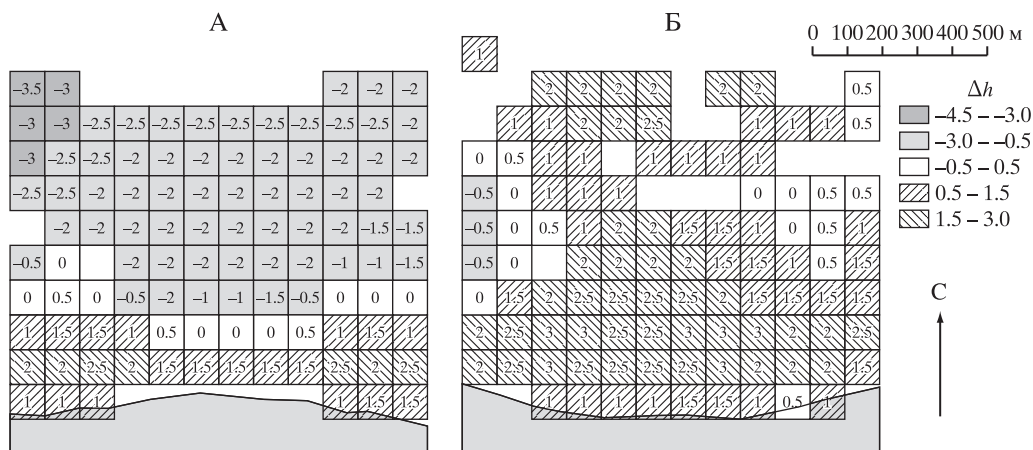


Рис. 3. Пример выделения участков преобладания абразионных (А) и аккумулятивных (Б) процессов на подводном береговом склоне на основе распределения числового показателя Δh . Здесь и далее (рис. 4, 5) в нижней части заливкой показаны прибрежная суша и контуры населенных пунктов

стадией стабилизации рассматриваемого волнения. Участки, где значения $\Delta h_{шт} > 0.5$, сформированы за счет переноса песчаных наносов к берегу во время затухания штормов. Значения $\Delta h_{шт} < -0.5$ маркируют участки, испытывающие дефицит песчаного материала, где возможно развитие абразионных процессов при рассматриваемом волнении.

Результаты исследования

Предложенный подход позволил охарактеризовать литодинамические процессы на подводном береговом склоне с помощью анализа рельефа с точки зрения его соответствия условиям равновесия (сравнение с моделью Бруна–Дина). Распределение числового показателя Δh позволило разграничить зоны размыва и аккумуляции вдоль исследуемого побережья (рис. 4). Границы зон несколько меняются для каждой группы промеров, сделанных в разные годы, что объясняется колебаниями волновой активности и структуры штормов от года к году. Усредняя полученные зоны, удалось выделить устойчивые в пространстве и во времени участки, характеризующиеся тенденцией либо к аккумуляции (центральные части Светлогорской и Пионерской бухт), либо к размыву (выступы Отрадное, мысы Купальный и Гвардейский). Помимо них выделены переходные участки, где преобладание того или иного процесса отличается для каждого набора батиметрических данных. Этот методический подход может составить основу для решения задачи крупномасштабного районирования береговой зоны с точки зрения преобладания тех или иных процессов на различных участках береговой зоны абразионно-бухтового берега.

Распределение на подводном береговом склоне значений $\Delta h_{шт}$ рассматривается в пределах зон аккумуляции, выделенных на предыдущем этапе, т.к. в пределах зон абразии и транзита, рельеф дна может быть предопределен размывом связанных подстилающих пород, а не аккумуляцией рыхлых осадков.

Исходя из особенностей внутрибухтовой циркуляции, рассмотренных ранее, участки, сформированные переносом песчаных наносов к берегу во время затухания шторма ($\Delta h_{шт, 6.6 м} > 0.5$, рис. 5А) отнесены к зонам концентрации разрывных течений в центральных частях бухт и выноса большого количества осадков на глубину. При затухании этот материал переносится к берегу, что отражается в более высоких значениях $\Delta h_{шт, 6.6 м}$. Морфология этих зон в плане зависит от характера стадии затухания

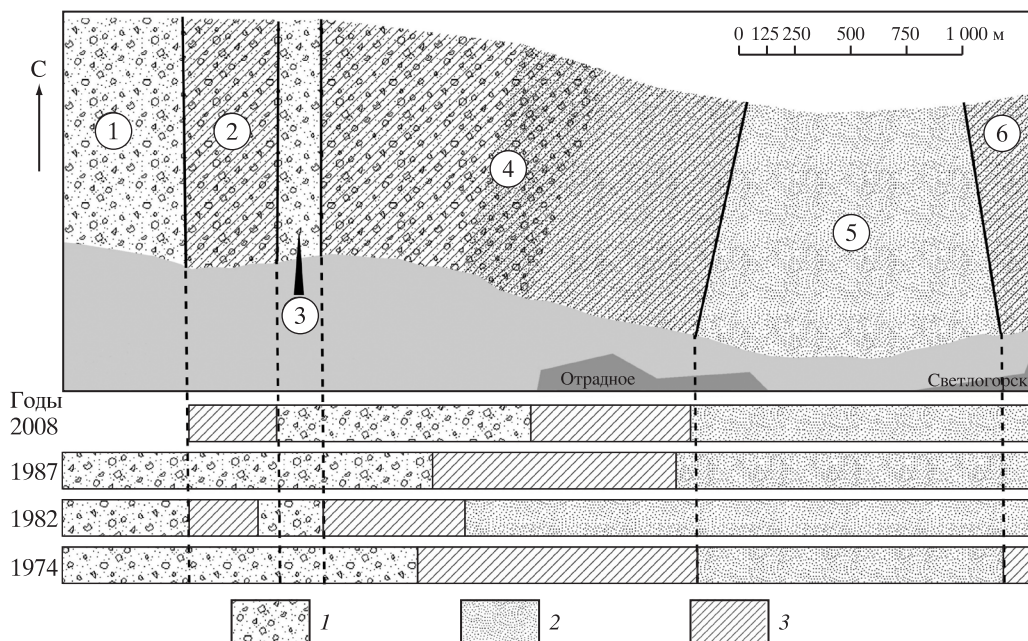


Рис. 4. Принцип выделения устойчивых участков преобладания аккумуляции, абразии и переходных (транзитных) зон на основе распределения показателя Δh

Зоны: 1 – абразии, 2 – аккумуляции, 3 – транзита. Цифрами в кружочках обозначены выделенные участки: 1, 3 – преобладания абразии, 5 – преобладания аккумуляции, 2, 4 и 6 – переходные (транзитные)

экстремального волнения и особенностей последующих штормов меньшей силы. Если эти участки локализованы в пределах узких зон, то можно говорить об относительно быстром затухании шторма с преобладанием волнений, направленных по нормали к береговой линии. Расширение этих участков указывает на равномерное снижение волновых параметров, а также высокую роль вдольберегового переноса наносов энергетическими течениями.

Анализ распределения на подводном береговом склоне значений $\Delta h_{шт. 3.2м}$ отражает то, что аккумулятивный рельеф в значительной степени сформирован данными волнениями (рис. 5Б), т. к. большинство значений $\Delta h_{шт. 3.2 м}$ относится к диапазону, отвечающему условию равновесия рельефа ($-0.5 \leq \Delta h_{шт. 3.2м} \leq 0.5$). Помимо этого, выделяются участки дефицита прибрежно-морских наносов ($\Delta h_{шт. 3.2м} \leq -0.5$), где при данном волнении будут преобладать абразионные процессы. Возникновение этих участков можно связать с дифференциацией аккумулятивного рельефа при более сильных – экстремальных – волнениях, приводящих к локализации большего количества материала в зонах компенсационного оттока.

Выполненный анализ рельефа позволяет сделать вывод о значительной роли в формировании аккумулятивного рельефа подводного берегового склона процессов ячеистой циркуляции водных масс и прибрежно-морских наносов в пределах вогнутостей берега. Данный вывод подтверждается имеющимися общими представлениями о гидродинамике бухтового берега, расчетами распределения волновой энергии вдоль берегов северного побережья Калининградского п-ова, а также результатами натурных экспериментов, осуществленных в пределах исследуемого участка береговой зоны (см. выше).

Полученные результаты позволяют сформулировать гипотезу о характере внутрибухтовой циркуляции водных масс и прибрежно-морских наносов при волнениях



Рис. 5. Пример распределения значений $\Delta h_{шт. 6,6 м}$ (А) и $\Delta h_{шт. 3,2 м}$ (Б) на подольном берегу склона центральной части и восточного берега Светлогорской бухты на основе анализа промеров за 1974 г.

разной интенсивности. Основные положения данной гипотезы звучат следующим образом:

1) под воздействием экстремальных штормов происходят наиболее значительные перемещения донных осадков, перенос которых по своим масштабам сравним с размером бухт (циркуляция определяемая контуром береговой линии);

2) вынесенный в центральные части бухт материал распределяется неравномерно, что связано с локализацией наиболее мощных струй компенсационного оттока;

3) сформировавшиеся неоднородности аккумулятивного рельефа предопределяют возникновение участков дефицита песчаного материала, где размыв происходит при характерных для зимнего сезона штормах.

Подтверждение или опровержение данной гипотезы возможно при регулярных наблюдениях за штормовой активностью в совокупности с измерениями рельефа дна, а также путем математического моделирования гидродинамики и переноса песчаных осадков при волнениях разной интенсивности с учетом особенностей структуры штормов.

Выводы

1. Предлагаемые принципы крупномасштабного районирования береговой зоны позволяют посредством минимального набора данных ограничить участки, сохраняющие свои литодинамические характеристики с течением лет. На основе батиметрических данных за многолетний период выявлены стабильные во времени и в пространстве участки подводного берегового склона, для которых характерно преобладание либо абразионных, либо аккумулятивных процессов относительно волнового климата побережья.

2. Морфо- и литодинамика северного побережья Калининградского п-ова связана с особенностями циркуляции водных масс и прибрежно-морских наносов при волнениях разной интенсивности. Неравномерное распределение песчаных осадков в пределах зон аккумуляции в центральных частях бухт при экстремальных волнениях является причиной интенсификации абразионных процессов при менее сильных штормах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-08239).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Уровень, берега и дно океанов / Клиге Р.К., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г., Шлейников В.А. М.: Наука, 1978. 191 с.
2. Жиндарев Л.А., Хабидов А.Ш., Тризно А.К. Динамика песчаных берегов морей и внутренних водоемов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1998. 272 с.
3. Кнапс Р.Я. Перемещение наносов у берегов Восточной Балтики // Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин: Валгус, 1966. С. 21–29.
4. Болдырев В.А., Гуделис В.К., Кнапс Р.Я. Потоки песчаных наносов Юго-Восточной Балтики // Исследования динамики морских побережий. М.: Наука, 1979. С. 14–18.
5. Бабаков А.Н. Результаты наблюдений за придонными течениями // Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии шельфовых морей. Калининград: Изд-во КГУ, 1989. С. 68–78.
6. Пискарьёва М.А. Особенности литодинамики и формирования поля взвеси береговой зоны бесприливного моря при дефиците осадочного материала: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1988. 22 с.
7. Bruun P. Coast erosion and the development of beach profiles. TM-44. US Army Corps of Eng. Beach Erosion Board. Washington, 1954.
8. Dean R.G. Equilibrium beach profiles: U. S. Atlantic and gulf coasts. Ocean engineering Report. 1977. No 12. January. 45 p.
9. Рекомендации по расчету искусственных свободных песчаных пляжей. М.: Минтрансстрой, ЦНИИС, 1982. 86 с.

10. СП 32-103-97. Проектирование морских берегозащитных сооружений. М.: Трансстрой, 1998. 139 с.
11. Схема противооползневых и берегоукрепительных сооружений на побережье Балтийского моря в пределах Калининградской области // Т. 1. Кн. 1. Природные условия и гидрометеорологический режим Калининградского побережья Балтики. М.: Гипрокоммунстрой, 1999. 130 с.
12. Атлас волнений и ветра Балтийского моря. Таллин: ГУ Гидрометслужбы при Совете Министров СССР, 1965. 87 с.
13. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР // Справочник. Л.: Гидрометеоздат, 1983. Т. 1. Вып. 1. 173 с.
14. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. СПб.: Гидрометеоздат, 1992. Т. III "Балтийское море". Вып. 1. 451 с.

Поступила в редакцию 15.11.2015

THE ABRASION-BAY COAST MORPHODYNAMICS UNDER THE DIFFERING INTENSITY OF THE WAVE ACTION (IN TERMS OF THE NORTH KALININGRAD PENINSULA, THE SOUTH-EAST BALTIC)

D.V. KORZININ

*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia
e-mail: korzinin2000@mail.ru*

The study is based on estimation of abrasion-embayed coast lithodynamics on the basis of bathymetric data and equilibrium profile of the underwater coastal slope. Model of R. Dean and model of storm relief deformations were used. Based on the underwater coastal slope relief comparison with Dean's equilibrium profile the principles of large-scale regionalization of the coastal zone were put forward. The comparison with storm relief deformations was led to conclude that maximum of relief transformation is occur under extreme heaving and lead to irregular distribution of sandy sediments in the central part of the bay. In the following, these relief transformations are the cause of the intensification of abrasion processes under the less powerful storms.

Keywords: underwater slope, equilibrium beach profile, lithodynamics, abrasion, accumulation, embayed coast

doi:10.15356/0435-4281-2016-2-41-50