

## Научные сообщения

УДК 551.435.32:551.4.08 (261.243)

© 2019 г. Д.В. КОРЗИНИН\*, И.О. ЛЕОНТЬЕВ\*\*, М.Н. ШТРЕМЕЛЬ

**ДИНАМИКА БЕРЕГОВ НАРВСКОГО ЗАЛИВА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ:  
СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ***Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия**\*E-mail: korzinin2000@mail.ru, \*\*E-mail: igor.leontiev@gmail.com*

Поступила в редакцию 20.06.2017

После доработки 06.08.2017

Принята к печати 18.12.2018

Центральная часть Нарвского залива характеризуется аккумулятивным побережьем, формирование которого определяется наличием значительных запасов прибрежно-морских наносов. Анализируется современное состояние рельефа береговой зоны и выполняется прогноз его эволюции при современном волновом режиме. Рассматривается равновесие береговой морфосистемы при данном бюджете прибрежно-морских осадков и вероятном тренде изменения уровня моря. Обсуждается прогноз на ближайшие десятилетия для проектирования пересечения береговой зоны трассой магистрального трубопровода. Полевое обследование и анализ космических снимков показали усиление движения наносов с юга на север, о чем свидетельствует рельеф пляжа и подводного берегового склона. Была выявлена зона конвергенции разнонаправленных потоков наносов. Связанная с ней разгрузка потоков вызывает накопление песка в среднем  $19.0 \text{ м}^3$  в год на 1 пог. м береговой линии. Аккумуляция наносов на береговом участке в районе трассы трубопровода составляет около  $8 \text{ м}^3$  в год на 1 пог. м, что должно обуславливать выдвигание берега со скоростью около 1 м/год. Это говорит о стабильности обследованного участка берега в ближайшие десятилетия при условии сохранности источников песчаных наносов и тенденций их перемещения.

**Ключевые слова:** береговая зона, аккумулятивный берег, волновой режим, вдольбереговой поток наносов, морфодинамика.

<https://doi.org/10.31857/S0435-42812019440-48>

**COASTAL DYNAMICS IN THE NARVA BAY OF THE BALTIC SEA:  
PRESENT-DAY STATE AND DEVELOPMENT TENDENCIES****D.V. KORZININ\*, I.O. LEONT'YEV\*\*, AND M.N. SHTREMEL'***Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia**\*E-mail: korzinin2000@mail.ru, \*\*E-mail: igor.leontiev@gmail.com*

Received 20.06.2017

Revised 06.08.2017

Accepted 18.12.2018

## Summary

Central part of Narva bay is characterized by accretive coast, which is formed due to the presence of significant volumes of sand deposits. In the paper, the current state of coastal relief was analyzed and the forecast of its evolution under the prevailing wave climate was performed. The problem of the equilibrium of the coastal morphosystem for a given sediment budget and the probable trend of relative sea level was considered. Morphodynamic forecast for the period of the next decades was justified for designing the crossing of the coastal zone by the main pipeline route. Increasing of the role of accumulation processes from the south to the north has been identified through the field survey and analysis of satellite images, and has been shown by the nature of the beach relief and the underwater coastal slope. The calculation of the longshore sediment drift revealed the existence of a convergence zone for two differently directed sediment flows. Convergence of the sediment flows leads to accumulation of sand deposits at the rate of 19.0 m<sup>3</sup> per one running meter per year. Estimates of the sediment budget resulted in the estimation of the accumulation rate at 8 m<sup>3</sup> per one running meter per year in the coastal zone of area of the pipeline route. Sand accumulation leads to coastal accretion at the rate of 1 m per year. The obtained results lead to the conclusion on the stability of the coast in the coming decades unless the change of the sources of sand sediments and tendencies of its transport.

**Keywords:** coastal zone, accretion coast, wave regime, longshore sediment transport, morphodynamics.

## Введение

Аккумулятивные песчаные берега чувствительны к изменению природных условий и к антропогенному воздействию. Морфодинамика их контролируется, главным образом, волнами и течениями, которые перемещают значительные объемы наносов и вызывают заметные деформации дна. Объект обследования — аккумулятивный берег Нарвского залива, где расположены самые протяженные песчаные пляжи российской части Финского залива. Участок побережья представляет интерес не только в научном, но и в практическом плане — в связи с реализацией проекта морского трубопровода “Северный поток — 2” (“Nord Stream 2”).

Цель исследования — характеристика современного состояния береговой зоны Нарвского залива и прогноз ее развития на ближайшие десятилетия. Методы — геоморфологический анализ результатов полевого обследования, изучение космических снимков, математическое моделирование гидро-, лито- и морфодинамических процессов. В качестве исходных данных использованы опубликованные материалы, космические снимки, навигационные карты ГУНиО (Главное Управление навигации и океанографии) масштаба 1:25 000 и 1:100 000, сведения о ветроволновом режиме (предоставлены компанией “Nord Stream 2”) и авторские материалы полевых наблюдений.

## Краткая характеристика природных условий

Побережье Нарвского залива относится к юго-восточной части Финского залива Балтийского моря и сопредельному участку суши Прибалтийской низменности, точнее — к ее приморской части: Предглинтовой (Приморской) низменности. В северном секторе Нарвского залива на побережье Кургальского п-ова распространены валунно-глыбовый бенч размытой морены на выступах берега и песчаные пляжи между ними. С юга берег ограничен уступом Балтийско-Ладожского глинта. В центральной части — выровненные аккумулятивные песчаные берега (рис. 1).

Предглинтовая низменность частично заболочена, имеет плоско-волнистый рельеф озерно-ледникового генезиса, трансформированный динамическим воздействием волноприбойной зоны Литориновой трансгрессии и последующими экзогенными процессами [2, 3].

Позднеголоценовая морская терраса составляет основу аккумулятивного берега Нарвского залива. Древние береговые валы и дюны переходят в широкие пляжи



Рис. 1. Схема побережья Нарвского залива (составлена по [1])

1 — проектируемое положение выхода газопровода на акваторию; типы берегов: 2 — выровненный аккумулятивный песчаный, 3 — чередование выходов на берегу валунно-глыбового палеобенча и “карманов” заполнения песчаных пляжей; 4 — Балтийско-Ладожский уступ (глинт)

(50–100 м), сложенные хорошо сортированными мелкозернистыми песками. Они подстилаются преимущественно глинистыми и песчано-глинистыми литориновыми и постлиторинowymi илами. Нижняя часть осадков голоцена представлена глинами и алевритистыми глинами Анцилового озера. Комплекс четвертичных отложений залегает на фиолетово-голубых глинах нижнего кембрия. Их выходы на дне залива встречаются до глубин 6–8 м. За внешней границей активного волнового воздействия на дне встречаются выходы кристаллического фундамента (гнейсы и мигматиты) [4–6].

Берег залива, как и значительная часть бухтовых берегов восточного побережья Балтики, представлен чередованием участков размыва и аккумуляции. В южной части залива абрадируются кембро-ордовикские пески Балтийско-Ладожского глинта. В северной части размываются глинистые пески с включениями валунов, гальки и гравия (поздневалдайские морены неоплейстоцена). Определенная доля алеврита и песков выносятся в залив реками Нарва и Россонь. Помимо абразии, важную роль в бюджете наносов играет донный источник питания. По своей значимости он даже превосходит береговую [7]. В береговую зону поступает, таким образом, достаточное количество материала для формирования аккумулятивных берегов с широкими пляжами.

Южная часть залива более приглубая чем северная (рис. 1). Это определяет различия в потерях энергии волн на подходах к берегу. Перемещения наносов и деформации дна в северном секторе происходят менее интенсивно, чем в южной части залива.

### Рельеф пляжа и верхней части подводного берегового склона

Обследование проведено на участке протяженностью 10 км (рис. 2, б). На профилях выделены основные морфологические элементы пляжа, отражающие его динамику. Среди них — границы:

- пляжевой бермы — субгоризонтальная поверхность, расположенная на внешней части пляжа и ограниченная с обеих сторон более крутыми уклонами его профиля;
- прямого потока заплеска волн, маркируемые скоплениями плавника;
- пляжа, в месте его сочленения с позднеголоценовой морской террасой;
- ареалов различных видов растительности (травянистая, кустарниковая, древесная).

В результате измерений установлены тенденции: к увеличению ширины пляжа, к уменьшению средних уклонов и расширению зоны прямого потока заплеска волн с юга на север (рис. 2, а). В этом же направлении выполаживается и подводный береговой склон (рис. 2, а; 3).

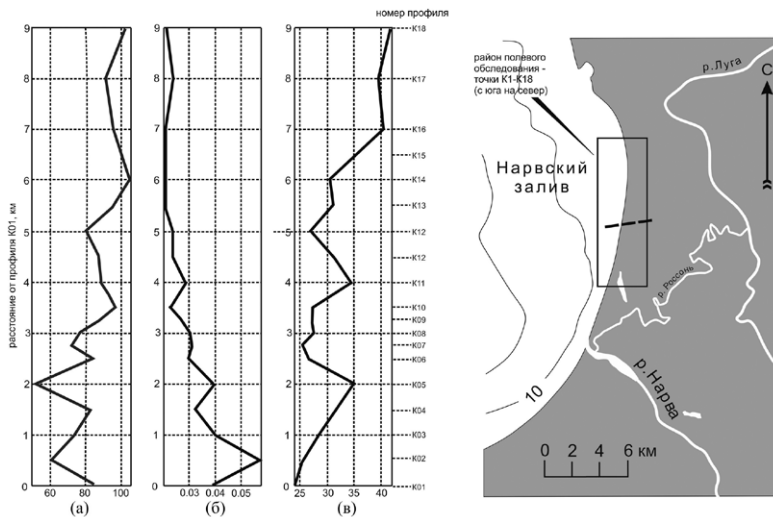


Рис. 2. Район обследования пляжа с основными морфометрическими и морфодинамическими характеристиками

(а) — ширина, м; (б) — уклон поверхности; (в) — видимая по скоплениям плавника граница максимального прямого потока заплеска волн относительно уреза воды, м

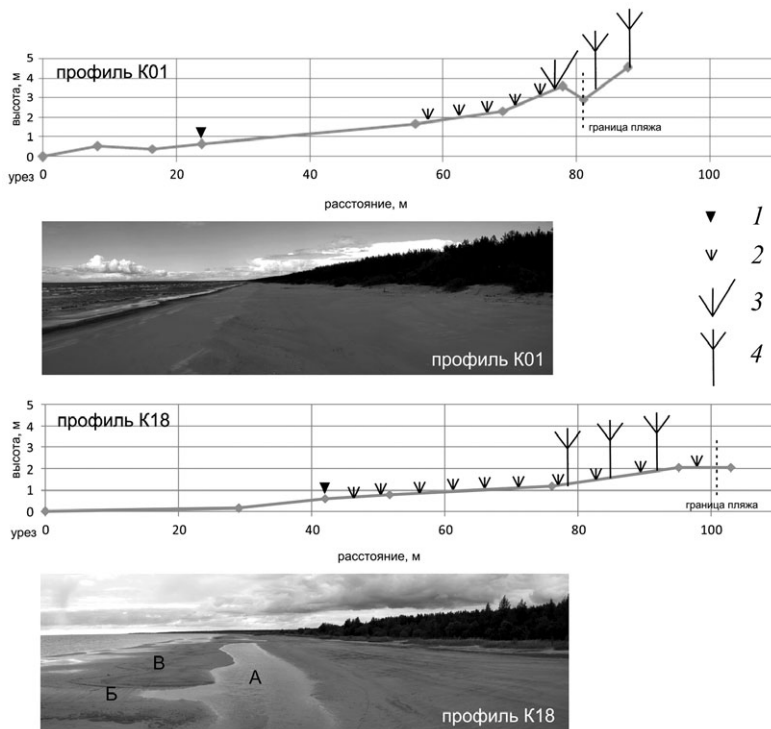


Рис. 3. Сравнение крайних — южного (K01) и северного (K18) профилей пляжа

1 — видимая по выбросам плавника на момент измерений граница максимального прямого потока заплеска; 2, 3 и 4 — растительность: травянистая, кустарниковая и древесная, соответственно.

(а) — микролагуна; (б) — канал компенсационного оттока вод из микролагуны; (в) — подводный вал, выходящий на дневную поверхность и притягивающий к берегу при сгонах и затухании волнения

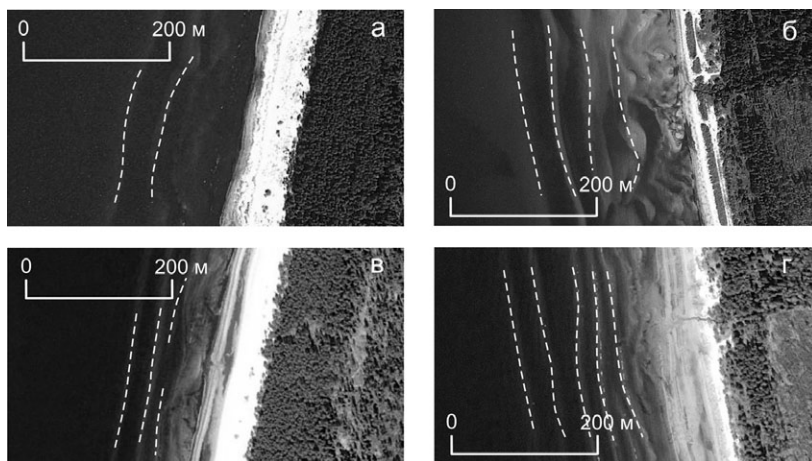


Рис. 4. Рельеф отмелого взморья южной (а — снимок 08.2010 г., в — снимок 05.2016 г.) и северной частей участка обследования (б — снимок 08.2010 г., г — снимок 05.2016 г.). Пунктир — гребни подводных валов (космоснимок Google)

Выявлен значительный запас наносов в береговой зоне. В тыловой части пляжа прослеживается слабо выраженная авантюна, прислоненная к береговому валу более ранней генерации. Она читается в рельефе только в южном сегменте берега и к северу постепенно выполаживается. На всем участке современные песчаные отложения перекрывают поздне-голоценовую морскую террасу. Размыв древних береговых форм не выявлен.

Слабо выраженная пляжевая берма прослежена фрагментарно. Урез воды отчетливо не определен. Зона прямого потока заплеска волн занимает широкую полосу берега. Штормовые нагоны могут достигать высоты 0.5–0.8 м (по расчетным оценкам). Уменьшение уклонов пляжа к северу, приводит к активному формированию лагун, параллельных урезу воды. За границей выброса и скопления плавника пляж осложнен микроформами эолового происхождения.

В пользу усиления роли аккумулятивных процессов в северном направлении говорит и характер подводного рельефа. Анализ космических снимков показал, что в северном секторе количество подводных валов значительно больше (до 5), чем на юге (2–3). Расстояние от уреза воды до гребня самого дальнего от берега подводного вала возрастает в том же направлении (рис. 4). В основе механизма выдвигания берега — периодические перемещения и приращение к нему во время стонов и затухания волнений аккумулятивных форм прибрежного мелководья (рис. 3, профиль K18).

### Вдольбереговой транспорт наносов

Вдольбереговые потоки наносов, создаваемые волнами и течениями, в значительной мере определяют динамику берега и тенденции его развития. Расчетные методы позволяют оценить потенциальную емкость насыщенного потока, который отвечает условию достаточного количества материала на дне. В действительности, потоки могут быть и не насыщенными, если слой наносов слишком тонок и имеет разрывы. Такая ситуация вероятна в районе северного края Нарвского залива, где скопления донных осадков перемежаются с выходами коренных пород и валунов бенча. На остальной части побережья залива толщина донного слоя песка не ограничивает возможность его транспортировки волнами и течениями. Можно ожидать: расчетная емкость потоков наносов близка к реальной их мощности.

Для расчетов использовалась модель LONT-2D [8, 9]. В качестве репрезентативной крупности песка на дне принято значение 0.2 мм. По данным о волновом режиме диагностирования продолжительность волнений различной силы  $t_w$  для основных волноопасных направлений (табл. 1). Наибольшую продолжительность имеют западные волнения ( $A = 270^\circ$ ).

Годовая продолжительность характерных волнений различных направлений

$H_s$ , м	$T_p$ , с	А, град.			
		240	270	300	330
		$t_w$ , ч			
0.5	3.2	302	533	328	218
1	4.1	299	678	287	192
1.5	5.2	145	377	130	81.8
2	6.1	38.8	172	57.8	40.2
2.5	6.8	6.2	57.4	33.2	19.4
3	7.3	0.4	18.7	12.2	6.0
3.5	7.7		5.3	5.8	1.8
4	8.3		1.1	0.7	0.1
4.5	8.5		0.2		

Примечание:  $H_s$  — значительная высота волны (13% обеспеченности в системе рассматриваемого шторма);  $T_p$  — средний период волны; А — азимут волнения.

Рассчитаны: распределение годовых потоков наносов вдоль берега, создаваемых волнениями от различных румбов, и результирующий поток — алгебраическая сумма всех составляющих (рис. 5). Наиболее мощный поток связан с западным волнением (около 100 тыс. м<sup>3</sup>/год). Потоки для волнений иных направлений, в основном, не превышают 20–30 тыс. м<sup>3</sup>/год. Различия обусловлены значительной разницей в суммарной продолжительности волнений (табл. 1). В южной части залива мощности потоков больше, чем

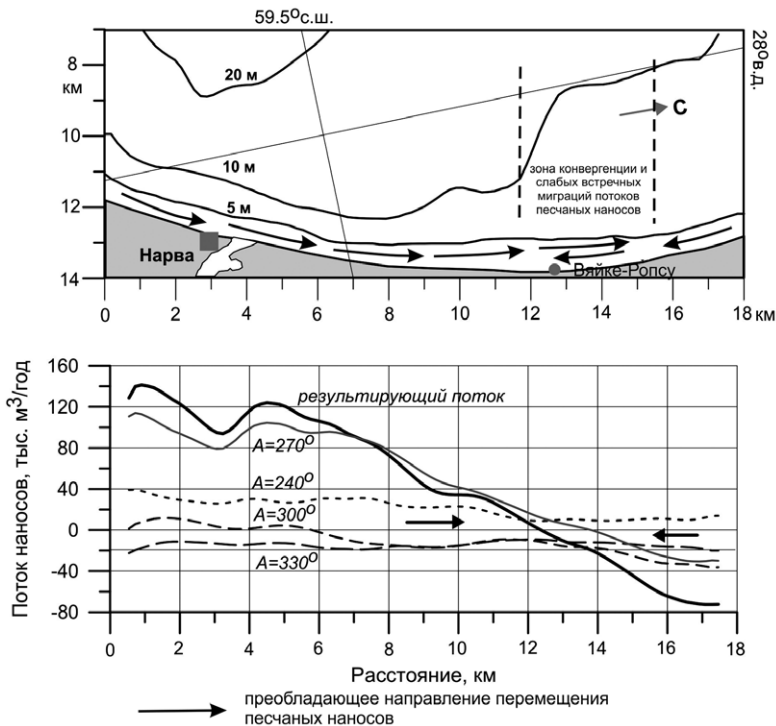


Рис. 5. Ориентировочные расчетные мощности среднегодовых потоков наносов для волнений основных направлений и результирующий поток. Положительные значения отвечают перемещению наносов с юга на север (направление потоков указано стрелками)

в северном. Причина — различия условий рефракции и трансформации волн над неоднородным рельефом дна.

Еще одна особенность заключается в реверсе потоков при разнонаправленных штормах ( $A = 270^\circ$  и  $A = 300^\circ$ ). Изменение направления потока на противоположное обуславливается, как изменениями подводного рельефа, так и разворотом контура берега от направления ЮЮЗ—ССВ к направлению Ю—С (рис. 5 — верхний график).

Изменение результирующего годового потока наносов определяется, в основном, западным волнением: максимум достигается в южной части залива (до 140 тыс. м<sup>3</sup>/год). С юга на север поток наносов теряет мощность и затухает. В северной части залива он направлен в обратном направлении (до -60 тыс. м<sup>3</sup>/год). Конвергенция потоков означает их разгрузку и, как результат, аккумуляцию песка в зоне слабых вдольбереговых двухсторонних его миграций. Объем аккумуляции  $\Delta V$  оценивается средней величиной градиента потока  $\Delta Q/\Delta y$  (рис. 5). На протяжении берега между 5 и 15.5 км ( $\Delta y \approx 10.5$  км) мощность потока изменяется от 140 до -60 тыс. м<sup>3</sup>/год ( $\Delta Q \approx 200$  тыс. м<sup>3</sup>/год). Здесь должен накапливаться объем песка  $\Delta V \approx 19.0$  м<sup>3</sup> в год на 1 пог. м береговой линии. Определенная его часть может выноситься за пределы береговой зоны штормовыми течениями в море или эоловыми факторами в сторону суши.

### Долгосрочные тенденции эволюции берега

Тенденции отступления или выдвижения берега определяются состоянием приходной или расходной частей бюджета наносов ( $B$ ) и скоростью изменения относительного уровня моря ( $w$ ). Скорость смещения береговой линии ( $dx_0/dt$ ) связана с указанными величинами посредством следующих уравнений:

$$dx_0/dt = (B - wl_x) / (h_* + z_c), \quad (1)$$

$$B = q_{Aeol} - q_* - \partial Q/\partial y, \quad (2)$$

где  $h_*$  — глубина замыкания (closure depth), маркирующая границу области значимых штормовых деформаций дна ( $>0.1$  м),  $z_c$  — возвышение верхней границы пляжа,  $l_x$  — протяженность морфодинамически активной части профиля (между  $h_*$  и  $z_c$ ) [8]. Глубина  $h_*$  определяется высотой штормовых волн  $H_{s12h}$ , действующих не более 12 ч в году [10]:

$$h_* = 2.8 H_{s12h}^{2/3}. \quad (3)$$

В нашем случае  $h_* \approx 6.5$  м (т. к. согласно табл. 1,  $H_{s12h} \approx 3.5$  м).

Главными статьями бюджета для песчаного берега являются градиент вдольберегового потока наносов  $\partial Q/\partial y$ , а также поперечные потоки материала через нижнюю и верхнюю границы береговой зоны ( $q_*$  и  $q_{Aeol}$  соответственно). Поток  $q_*$  подсчитывается на основе волновых данных, а поток  $q_{Aeol}$ , обусловленный эоловым переносом песка — по данным о режиме ветров (табл. 1) [8].

Вся прибрежная территория Нарвского залива испытывает тектоническое поднятие [2]. Оно компенсирует тенденцию общего повышения уровня Мирового океана ( $w > 0$ ), скорость которого для Балтики оценивается в 1 мм/год [11]. Точных данных о скорости тектонического поднятия нет. Можно допустить, что указанные тенденции уравновешивают друг друга, и  $w \approx 0$ .

Параметры морфодинамически активной части профиля, оценки составляющих бюджета наносов, а также ожидаемая скорость смещения берега приведены в таблице 2. В принятой нами системе координат потоки в сторону суши считаются отрицательными, а выдвижение берега в море рассматривается как положительное ( $dx_0/dt > 0$ ).

Расчетами установлен положительный бюджет наносов. Аккумуляция (более 8 м<sup>3</sup> в год на 1 пог. м береговой линии) определяет нарастание берега со скоростью 1 м/год. Запас песка на дне, по-видимому, достаточен, чтобы поддерживать этот процесс в течение бли-

Параметры бюджета наносов и тенденции изменения берега

Параметр	Значение
Глубина замыкания $h_*$ , м	6.5
Возвышение пляжа над урезом $z_c$ , м	2
Длина морфодинамически активной части профиля $l_x$ , м	980
Градиент $\partial Q/\partial y$ , м <sup>3</sup> в год на 1 пог. м береговой линии	-19.0
Поток на нижней гр. $q_*$ , м <sup>3</sup> в год на 1 пог. м береговой линии	-7.5
Поток на верхней гр. $q_{Aeol}$ , м <sup>3</sup> в год на 1 пог. м береговой линии	-18.0
Бюджет наносов $B$ , м <sup>3</sup> в год на 1 пог. м береговой линии	8.5
Смещение берега $dx_0/dt$ , м год <sup>-1</sup>	1.0

жайших десятилетий. Даже если допустить ускорение глобального повышения уровня океана до 5 мм/год [12], то и в этом случае тенденция к выдвиганию берега сохранится.

### Заключение

В береговой зоне накоплены значительные запасы прибрежных песков. Пляжи шириной 80–100 м примыкают к позднеголоценовой морской террасе. Уступы размыва древних береговых форм отсутствуют.

Выявлены тенденции к увеличению ширины пляжа, уменьшению средних его уклонов и расширению зоны подводных валов в направлении с юга на север. В этом же направлении выполаживается и рельеф подводного берегового склона.

Результатирующий вдольбереговой поток песчаных наносов направлен в основном на север. Его максимум — в южной части залива (140 тыс. м<sup>3</sup>/год). По ходу движения поток теряет мощность и в северной части залива он направлен в противоположном направлении — на юг (до -60 тыс. м<sup>3</sup>/год). В зоне конвергенции аккумуляция песка, составляет, в среднем, 19.0 м<sup>3</sup>/год на 1 пог. м береговой линии.

Аккумуляция наносов на исследованном участке в объеме — около 8 м<sup>3</sup> в год на 1 пог. м обеспечивает выдвигание берега со скоростью около 1 м/год. Повышение уровня Мирового океана компенсируется тектоническим подъемом суши.

Совокупность выявленных факторов говорит о стабильности обследованного участка берега в ближайшие десятилетия при условии сохранности источников песчаных наносов и тенденций их перемещения.

**Благодарности.** Работа выполнена в рамках работ по оценке литодинамического режима береговой зоны для российского участка морского трубопровода “Северный поток — 2”, в рамках государственного задания Института Океанологии РАН (тема № 0149-2019-0005) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-08239 и проект № 16-05-00364).

**Acknowledgments.** Present paper is a part of the work aimed to estimate the lithodynamic regime of the onshore zone for the Russian section of the Nord Stream Offshore Pipeline, as part of the state assignment of the Institute of Oceanology RAS (subject No. 0149-2019-0005) and under financial support of the RFBR (Project No. 15-05-08239 and No. 16-05-00364).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Спиридонов М. А., Рябчук Д. В., Орвику К. К., Сухачева Л. Л., Нестерова Е. Н., Жамойда В. А. Изменение береговой зоны восточной части Финского залива под воздействием природных и антропогенных факторов // Региональная геология и металлогения. 2010. № 41. С. 107-118.
2. Гуделис В. К. Современные, после- и позднеледниковые движения земной коры Прибалтики (сравнительный анализ) // Современные движения земной коры. Тарту: Изд. АН ЭстССР, 1973. № 5. С. 291-301.



3. Геология СССР. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. Том 1. Геологическое описание / Ред. В. С. Кофман, В. А. Селиванова. М.: Недра, 1971. 504 с.
4. Рыбалко А. Е., Ромм Г. М., Григорьев В. В. Литология поверхностных осадков и фациальная зональность Нарвского залива // Геология субарктической части зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты в пределах Финского залива. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1989. С. 51-65.
5. Ловвиненко Н. В., Барков Л. К., Гонтарев Е. А. Исследование рельефа и осадков береговой зоны Нарвского залива Балтийского моря // Литология и палеогеография. 1981. Вып. 3. С. 107-127.
6. Павлов А. Н. Воздействие волновых течений на литодинамическую и инженерно-геологическую обстановку дна в мелководных акваториях (на примере Нарвского залива). СПб.: РГГМУ, 2011. 98 с.
7. Краснов Е. В., Рябкова О. И. Типы берегов Балтийского моря // Экологические проблемы Калининградской области и Балтийского региона. Калининград: КГУ, 2005. С. 11-15.
8. Леонтьев И. О. Морфодинамические процессы в береговой зоне моря. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2014. 251 с.
9. Леонтьев И. О. О расчете вдольберегового транспорта наносов // Океанология. 2014. Т. 54. № 2. С. 226-232.
10. Capobianco M., Larson M., Nicholls R. J., and Kraus N. C. Depth of closure: a contribution to the reconciliation of theory, practice and evidence // Int. Conf. "Coastal Dynamics'97". Plymouth, 1997. P. 506-515.
11. Клуге Р. К. Оценка современных вертикальных движений морских берегов по изменению уровня океана // Береговая зона моря. М.: Наука, 1981. С. 11-17.
12. IPCC AR4 Sea-level projections. 2012. [Электронный источник]. [http://www.cmar.csiro.au/sealevel/sl\\_proj\\_21st.html](http://www.cmar.csiro.au/sealevel/sl_proj_21st.html) (дата обращения 07.08.2016).

## REFERENCES

1. Spiridonov M. A., Ryabchuk D. V., Orviku R. K., Sukhacheva L. L., Nesterova E. N., and Zhamoida V. A. *Izmenenie beregovoi zony vostochnoi chasti Finskogo zaliva pod vozdeystviem prirodnykh i antropogennykh faktorov* (Changes in the coastal zone of the eastern Gulf of Finland under the action of natural and anthropogenic factors). *Region. Geol. Metallogen.* 2010. No. 41. P. 107-118. (in Russ.)
2. Gudelis V. K. *Sovremennye, posle- i pozdnelednikovye dvizheniya zemnoi kory Pribaltiki (sравnitel'nyi analiz)* (The recent, post-glacial and late-glacial movements of the Earth's crust (a comparative analysis)), in *Sovremennye dvizheniya zemnoy kory* (Recent movements of the Earth's crust). Tartu: Izd-vo AN EstSSR (Publ.), 1973. No. 5. P. 291-301. (in Russ.)
3. *Geologiya SSSR. Leningradskaya, Pskovskaya i Novgorodskaya oblasti.* (Geology of the USSR. Leningrad, Pskov and Novgorod Regions). Vol. 1. Description of geology. Kofman V. S., Selivanova V. A. Ed. Moscow: Nedra (Publ), 1971. 504 p.
4. Rybalko A. E., Romm G. M., and Grigoryev V. V. *Litologiya poverkhnostnykh osadkov i fatsial'naya zonal'nost' Narvskogo zaliva* (Lithology of the surface sediments and facies zonality of the Narva Bay), in *Geologiya subarkval'noi chasti zony sochleneniya Baltiiskogo shchita i Russkoi plity v predelakh Finskogo zaliva.* Leningrad: VSEGEI (Publ), 1989. P. 51-65. (in Russ.)
5. Logvinenko N. V., Barkov L. K., and Gontarev E. A. *Issledovanie rel'efa i osadkov beregovoi zony Narvskogo zaliva Baltiiskogo morya* (Studies of the relief and deposits in the coastal zone of the Baltic Sea). *Litol. Paleogeogr.* 1981. Iss. 3. P. 107-127. (in Russ.)
6. Pavlov A. N. *Vozdeystvie volnovykh techenii na litodinamicheskuyu i inzhenerno-geologicheskuyu obstanovku dna v melkovodnykh akvatoriakh (na primere Narvskogo zaliva)* (Effect of wave currents on the lithodynamic and geotechnical conditions on the sea floor in shallow-water basins (a case of the Narva Bay)). St.-Petersburg: RGGMU, 2011. 98 p.
7. Krasnov E. V. and Ryabkova O. I. *Tipy beregov Baltiiskogo morya* (Types of the Baltic Sea coasts), in *Ekologicheskie problemy Kaliningradskoi oblasti i Baltiiskogo regiona.* Kaliningrad: KGU (Publ.), 2005. P. 11-15. (in Russ.)
8. Leont'yev I. O. *Morfodinamicheskie processy v beregovoi zone morya* (Morphodynamic processes in the Coastal Zone of the Sea). Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2014. 251 p. (in Russ.)
9. Leont'yev I. O. *O raschete vdol'beregovogo transporta nanosov* (Calculation of Longshore Sediment Transport). *Okeanologiya.* 2014a. Vol. 54. No. 2. P. 226-232. (in Russ.)
10. Capobianco M., Larson M., Nicholls R. J., and Kraus N. C. Depth of closure: a contribution to the reconciliation of theory, practice and evidence. *Int. Conf. "Coastal Dynamics'97"*. Plymouth, 1997. P. 506-515.
11. Kluge R. K. *Otsenka sovremennykh vertikal'nykh dvizhenii morskikh beregov po izmeneniyu urovnya okeana* (Assessment of the recent vertical movements of the sea coasts based of the ocean level changes), in *Beregovaya zona morya.* Moscow: Nauka (Publ.), 1981. P. 11-17. (in Russ.)
12. IPCC AR4 Sea-level projections. 2012. [Electronic source]. [http://www.cmar.csiro.au/sealevel/sl\\_proj\\_21st.html](http://www.cmar.csiro.au/sealevel/sl_proj_21st.html) (date of the application 07.08.2016).