

ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ БЕРЕГ ГОРЛА БЕЛОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ: РЕЛЬЕФ, ОТЛОЖЕНИЯ, ДИНАМИКА

¹Репкина Т.Ю., ^{2,3,4}Зарецкая Н.Е., ¹Шилова О.С., ¹Луговой Н.Н., ⁵Садков С.А.

¹МГУ имени М.В. Ломоносова,
²ИГ РАН, ³ГИН РАН, ⁴ИФЗ РАН,
⁵ИГЭ РАН

На юго-восточном побережье Горла Белого моря (от р. Ручьи до мыса Вепревского) выполнено геоморфологическое и георадарное профилирование приморских низменностей, литостратиграфическое описание, диатомовый анализ и радиоуглеродное датирование голоценовых отложений. Установлено положение древних береговых линий, реконструирован ход относительного уровня моря и динамика берега. На абс. отметках от 5-8 до 20 м понижения между моренными постройками заполнялись во время позднеледниковой трансгрессии (ранее ~11.1-9.5 тыс.кал.л.н.) водами ледовитого, опресненного бассейна и не имеют следов переработки волнами. Распространение голоценовых морских отложений прослежено по данным диатомового анализа до 4 м, а форм берегового рельефа, созданных при высокой волновой активности, – до 5-7 м. Относительный уровень моря понижался во время регрессии раннего голоцена до -20-30 м, вновь достиг современного не ранее ~9.5 тыс.кал.л.н.; в интервале ~7.3 - 3.5-3.1 тыс.кал.л.н., вероятно, стабилизировался на отметках ~3.5-4 м, а ~2.2-1.6 тыс.кал.л.н. понизился до 1.5-2 м (уровень современных штормовых нагонов).

Ключевые слова: *береговая зона, хронология, диатомовый анализ, относительный уровень моря, морфодинамика, голоцен, Белое море*

Пролив Горло Белого моря – район, ключевой для понимания поздне- и послеледниковой истории развития Беломорского региона. Узкий пролив со сложным рельефом дна контролирует колебания уровня во внутренней части бассейна; здесь трансформируются водные массы [Гидрометеорология..., 1991] и волны [Архипкин и др., 2015], пришедшие из Баренцева моря. Несмотря на существенную геолого-геофизическую изученность дна пролива [Невеский и др., 1971, Соболев и др., 1995, Соболев, 2008, Государственная..., 2012, Рыбалко и др., 2017], в истории его развития много нерешенных вопросов. В их числе – динамика уровня моря после разрушения ледника. Чутким индикатором положения уровня моря являются формы берегового рельефа. Полевые исследования, выполненные на юго-восточном берегу Горла Белого моря были посвящены пространственной и хронологической реконструкции динамических обстановок в береговой зоне района в голоцене.

Материалы и методы. Работы по изучению строения рельефа и голоценовых отложений Зимнего берега Белого моря ведутся сотрудниками географического факультета МГУ, ГИН РАН и ИГЭ РАН с 2013 г. (Рис. 1). Исследования включают вдольбереговые маршруты с описанием морфологии и состава наносов береговой зоны и составлением карты морфодинамики берегов, геоморфологическое и георадарное профилирование приморских низменностей, литостратиграфическое описание голоценовых отложений в береговых уступах и скважинах ручного бурения, отбор образцов отложений на диатомовый анализ и радиоуглеродное датирование. Высота террас над уровнем моря определена методом нивелирного профилирования с помощью ручного уровня CST Berger 17-632 Hand Sight Level и привязки к реперам ГГС (Балтийская система нормальных высот), а на отдельных участках – с помощью DGPS и съемки БПЛА. Полевые работы дополнены дешифрированием космических снимков высокого и сверхвысокого разрешения и детальных топографических карт. Диатомовый анализ проведен на географическом факультете МГУ по стандартной методике [Шилова, Зарецкая, Репкина, 2019]. Возраст отложений определен в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН. Калибровка радиоуглеродных

Терский берег [Ekman, Iljin, 1995, Demidov et al., 2006, Государственная..., 2012]. Однако существуют и другие варианты интерпретации положения фронта ледника [например, Hughes et al., 2016]. Краевые образования – группы узких гряд северо-восточной и северной ориентировки, отчетливо выражены на побережье и дне пролива [Государственная..., 2012]. На суше они расположены на расстоянии 6-9 км от берега и имеют относительную высоту до 50-60 м (абс. отметки до 80-120м). В прибрежной полосе, на высотах ниже 20 м, моренные постройки сглажены (относительная высота не более 15 м) и перекрыты позднеледниковыми и голоценовыми морскими, эоловыми и болотными отложениями [Государственная..., 1993, 2012, Репкина и др., 2017а, Шилова, Зарецкая, Репкина, 2019].

Выделены два геоморфологических уровня, различных по возрасту и строению осадочного чехла и характеру преобразования в береговой зоне ледникового рельефа.

Первый уровень. На отметках от 5-8 до 20 м понижения между моренными постройками занимают ступенчатые болота – древние проливы и заливы, перекрытые мощным (до 7 м) покровом торфа с возрастом подошвы ~11.1-9.5 тыс.кал.л.н. Вслед за [Государственная..., 1993, 2012] мы сопоставляем заполнение этих водоемов с позднеледниковой трансгрессией. По данным георадарного профилирования, заверенного результатами бурения скважин и изучения разрезов в береговых уступах, днища палеоводоемов крайне неровные, разделены разновысотными моренными грядами на отдельные «секции». Котловины заливов и проливов выполнены горизонтально залегающими сизо-серыми алевритами, суглинками и глинами, накопившимися в затишных условиях. На юго-западном участке (участок 4 на Рис. 1) в кровле минеральной пачки присутствуют слабо суглинистые пески с гравием и галькой. Там же, в районе м. Никольского, прибрежно-морские обстановки накопления осадков в палеопроливе (абс. отметки 7-8 м), отмершем ранее 10.3-10.4 тыс.кал.л.н., подтверждены диатомовым анализом. На остальных участках в отложениях заливов и проливов этого уровня диатомеи не обнаружены. Во время раннеголоценовой регрессии в осушенных проливах и заливах формировались горизонты, интерпретируемые как палеопочвы, а затем перекрытые озерными, болотными и эоловыми отложениями [Шилова, Зарецкая, Репкина, 2019]. В районе м. Вепревского (участок 4 на Рис. 1) заболачиванию заливов с абс. отметками 8-11 м, начавшемуся ~9.5-9.1 тыс. кал. л.н., предшествовало перевевание песков, перекрывающих бассейновые осадки.

На правобережье р. Ручьи (участок 1 на Рис. 1) на абс. отметках 10-15 м развита уплощенная терраса, формирование которой на основании положения в рельефе может быть соотнесено с позднеледниковой трансгрессией. Терраса окаймляет со стороны моря холмистые ледниковые равнины и отчетливым абразионным уступом отделена от голоценовых террас. Под торфом залегают очень плотные горизонтально слоистые пески с гравием и галькой хорошей окатанности. Это единственный на обследованном побережье участок, где можно предполагать высокую гидродинамическую активность позднеледникового бассейна. Однако морской генезис осадков чехла террасы пока не подтвержден диатомовым анализом.

Второй уровень, на абс. отметках до 4-7 м, занимают террасы с отчетливыми признаками воздействия береговых процессов. По морфологии поверхности и составу осадков они сходны с современными прибрежно-морскими образованиями, занимающими абс. отметки до 2 м. На обследованном участке преобладают узкие абразионные террасы. Они выработаны в отложениях ледникового комплекса, залегающих под ними поздненеоплейстоценовых [Demidov et al., 2006, Соболев, 2008] песках и породах венда. В устьях рек сформировались косы, а в районе мыса Инцы (2 на Рис. 1) и между мысами Никольским и Вепревским (4 на Рис. 1) – аккумулятивные выступы с несколькими генерациями кос и береговых валов соответственно. На приустьевых участках рек и в понижениях между моренными грядами развиты плоские аккумулятивные террасы, сложенные осадками, сформировавшиеся в затишных условиях. Их отложения вскрыты в

результате активного размыва берега. Современные берега и прибрежные террасы изменены сильными ветрами. Иногда основой дюн служат моренные постройки. Мощность эолового чехла обычно составляет 0.5-1.5 м, а в дюнных массивах, по данным [Государственная..., 1993, 2012], может достигать 8 м.

Высота, строение и возраст голоценовых террас изменяются с северо-востока на юго-запад.

В устье р. Ручьи (участок 1 на Рис. 1) развита терраса высотой от 2.5-3 до 7 м. На левом берегу реки терраса цокольная, вложена между моренными постройками и полого понижается от тылового шва к центру. В тылу она заболочена, а с мористой стороны – перевеяна и интенсивно отступает. Накопление осадков чехла террасы – мелкозернистых, в кровле суглинистых, песков с растительными остатками, галькой и гравием, по составу сходных с отложениями мелководного затишного залива, завершилось не позднее ~8.5-8.6 тыс. кал.л.н. На правом берегу реки на тех же высотах (от 7 м при корне до 2.5-3 м в центре и 2-2.5 м в дистали) сформировалась коса, отделяющая лагуну - озеро Заречное. Корень косы испытывает размыв, а в центре и дистали она закрыта дюнами. Коса сложена слоистыми разнозернистыми песками с прослоями гальки, гравия и суглинков, перекрытыми криотурбированным торфом. Снизу вверх наносы образуют регрессивную, а затем трансгрессивно-регрессивную последовательности фаций. В корне косы накопление морских осадков завершилось не позднее ~4.4-4.3 тыс. кал.л.н. Дисталь косы сформировалась, вероятно, в конце позднего голоцена.

Наиболее низкая (2-2.5 м) и молодая генерация голоценовых валов, разделенных заболоченными понижениями, образует небольшой аккумулятивный выступ на входе в устье реки.

Аккумулятивный выступ мыса Инцы (участок 2 на Рис. 1) "насажен" на размытую поверхность морены [Невесский и др., 1977]. На морском дне сглаженные моренные постройки образуют выступ бенча, ограниченный на глубинах 20-30 м абразионным уступом. На глубине воды 19 м в толще морских осадков вскрыт торф, накопившийся по данным спорово-пыльцевого анализа в конце бореального – начале атлантического времени [Соболев и др., 1995, Соболев, 2008]. На прибрежной суше между сглаженными моренными постройками с абс. высотами 8-25 м образовался аккумулятивный выступ протяженностью 12 км при ширине 3 км. Он включает террасы с абс. отметками 2.5-3, 4-5 и 6-7 м. Диатомовым анализом доказано морское происхождение двух нижних террас [Шилова, Зарецкая, Репкина, 2019].

Центральную часть аккумулятивного выступа занимает плоская терраса с абс. отметками 2.5-3 м. Ее поверхность осложнена небольшими эоловыми грядами, расчленена действующими и отмершими руслами рек, местами заболочена. Терраса сформировалась на месте палеопротолива, ограниченного с бережной стороны отчетливым абразионным уступом, выработанным в моренных постройках, а со стороны моря – моренным останцом (здесь расположен маяк Инцы) и частично размытыми косами. Чехол осадков протолива маломощен (до 2 м) и неоднороден – включает разнообразные по составу морские осадки, эоловые пески и прослой торфа. Отложения накапливались с раннего (ранее 9.5 тыс.кал.л.н.) до конца позднего (0.6 тыс.кал.л.н.) голоцена, и на ряде участков перебиваются во время нагонов и паводков. На участке, где, судя по составу отложений и диатомовых ассоциаций переход от прибрежно-морских условий накопления осадков к болотным был однонаправленным и постепенным, морской этап развития протолива завершился ~1.6-1.7 тыс.кал.л.н. [Шилова, Зарецкая, Репкина, 2019].

Северную часть аккумулятивного выступа образует перевеянная песчаная коса протяженностью 7 км при ширине до 3 км с абс. отметками от 2.5 до 7 м, нараставшая с северо-востока на юго-запад. Ее корень примыкает к моренным постройкам, а дисталь протягивается до устья р. Казама. В строении косы выделяются три генерации береговых форм на абс. отметках 2.5-3, 4-5 и 6-7 м, различных по простиранию и морфологии. Зафиксированы эпизоды перестройки форм берегового рельефа (позже ~4.7 и ~3.3 тыс.

кал. л.н.). Отложения марша (абс. высота ~2 м) в устье р. Казама, заливаемого в высокие штормовые нагоны, формируются ~2 тыс. лет.

Встречная по направлению коса протяженностью ~2 км при ширине до ~0.7 км, нараставшая с юго-запада на северо-восток и огибавшая моренный останец, существенно размывта и перевеяна. Строение аккумулятивных форм является признаком конвергенции потоков наносов, сформировавших аккумулятивный выступ мыса Инцы. В настоящее время выступ подвержен интенсивному (до 1 м/год) размыву. Небольшой по протяженности стабильный участок берега существует на его северо-восточной границе, в зоне конвергенции потоков наносов. К этому участку приурочена наибольшая мощность эолового чехла на береговых уступах и в донных массивах, наложенных на моренные постройки к тылу северной косы.

Терраса с отметками 4-5 м развита также в эстуариях рек и между моренными постройками в тылу аккумулятивного выступа. В составе наносов преобладают пески. В эстуарии реки Малая Инцы они накапливались в среднем голоцене (позже 9.3 и ранее 7.3 тыс.кал.л.н.) [Шилова, Зарецкая, Репкина, 2019]; в межгрядовом заливе на севере участка были перекрыты эоловыми песками позже 4.5 тыс.кал.л.н., а в эстуарии р. Северная - озерно-болотными отложениями позже 2.8 тыс.кал.л.н.

В устьевой области р. Зимняя Золотица (участок 3 на Рис. 1) морские террасы, аналогичные современным, развиты на открытых берегах до отметок 4.5 м. При относительном уровне моря 4.5-5.5 м в устье реки существовал эстуарий. Наносы, представлены регрессивной последовательностью фаций и залегают на сглаженном моренном цоколе. Поверхность вышла из-под уровня затопления после ~3.1-3.2 тыс.кал.л.н.

На участке между мысами Лысуновым и Вепревским (участок 4 на Рис. 1) аккумулятивные террасы (абс. отметки до 7 м) с перевеянными береговыми валами окаймляют моренные постройки на протяжении ~5 км. На юго-западе участка, у мыса Никольского, валы подходят к берегу практически под прямым углом и подвержены интенсивному размыву. По данным георадарного профилирования чехол наносов террас включает два горизонта прибрежно-морских песков. Нижний из них с размывом залегают на сглаженном моренном цоколе. Береговые уступы вскрыли палеопроток со ступенчатым днищем, вероятно также заполнявшийся в два этапа. В основании осадков сегмента пролива с абс. отметками поверхности 4-5 м залегают сизо-серые суглинки возрастом ~7.2-7.3 тыс.кал.л.н. с морскими раковинами. Пески, перекрывающие их с размывом, накопились ранее 2.7-2.8 тыс. кал. л.н. В проливе с абс. отметками 6-7 м под торфом мощностью 2.5 м вскрыты алевроиты и пески верхнего горизонта, накапливавшиеся в условиях верхней литорали ранее ~3.2-3.5 тыс.кал. л.н. [Шилова, Зарецкая, Репкина, 2019].

Выводы

1. На отметках 5-8 – 20 м заливы и проливы в понижениях между моренными грядами, вероятно, заполнялись во время позднеледниковой трансгрессии (ранее ~11.1-9.5 тыс.кал.л.н.) водами ледовитого, опресненного бассейна и практически не имеют следов переработки волнами.

2. Верхняя граница распространения форм берегового рельефа, созданных в среднем-позднем голоцене в условиях значительной волновой активности, изменяется вдоль берега не равномерно. Она зафиксирована на участке между мысами Лысуновым и Вепревским на абс. отметках ~7 м; в устье р. Зимняя Золотица – ~4.5 м; в районе м. Инцы – до 7 м на открытом берегу и до 3.5 м в волновой тени моренного останца; в устье р. Ручьи – до 7 м. Характерная черта района – существенное «омоложение» вышедших из-под уровня затопления террас во время нагонов и паводков.

3. Генеральное направление потоков наносов – от входных мысов к центру пролива с зоной конвергенции в районе м. Инцы, восстановленное по морфологии голоценовых

аккумулятивных форм, близко современному и отвечает распределению волновой энергии [Архипкин и др., 2015]. Интенсивный размыв голоценовых аккумулятивных форм говорит о большей силе современных штормов. Перестройка кос у м. Инцы (позже ~4.7 и ~3.3 тыс.кал.л.н.) вероятно была связана с изменениями волнового климата.

4. Относительный уровень моря понижался во время регрессии раннего голоцена до -20-30 м, вновь достиг современного не ранее ~9.5 тыс.кал.л.н.; в интервале ~7.3 - 3.5-3.1 тыс.кал.л.н., вероятно, испытывал незначительные колебания на отметках ~3.5-4 м; а ~2.2-1.6 тыс.кал.л.н. понизился до уровня, заливаемого при современных штормовых нагонах. Краткосрочные колебания уровня могли, как и в настоящее время, достигать 1.5-2 м, а в эпохи высокой штормовой активности – больших величин.

5. В условиях незначительных колебаний относительного уровня моря, вызванных эвстатическими, гляциоизостатическими и тектоническими факторами, влияние локальных гидродинамических условий (штормов, нагонов, приливов) на формирование береговых линий, становится, по-видимому, сопоставимо с ними.

Полевые работы выполнены при поддержке проектов РФФИ 19-05-00966, 18-05-60200 и 18-05-60221; обработка результатов – в рамках тем ГЗ А16-116032810089-5 (геоморфологический анализ), АААА-А16-116032810055-0 (диатомовый анализ), ГЗ ГИН РАН (геохронологические исследования).

ЛИТЕРАТУРА

Авенариус И.Г. Морфоструктурный анализ при изучении культурного и природного наследия Западно-Арктического региона России. М.: Paulsen. 2008. 187 с.

Архипкин В.С., Добролюбов С.А., Мысленков С.А., Кораблина А.Д. Волновой климат Белого моря // Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российской Арктики / Под ред. С. А. Сократова. Т. 1. Лига-Вент, Москва, 2015. С. 48-58.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Белое море. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 240 с.

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Балтийская серия листов. Лист Q-37 с акваторией (Архангельск). Объяснительная записка. МАГЭ, ВСЕГЕИ. Спб, 2012. 324 с.

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Листы Q-37-XXII, XXIII, XXIV. Объяснительная записка / Т.Н. Зоренко, Л.А. Ершов. (Ред. Ю.Г. Старицкий). СПб.: ВСЕГЕИ, 1993. 56 с.

Зарецкая Н. Е. [Голоценовая история дельты р. Северной Двины](#) // Геоморфология. 2018. № 1. С. 3–17. (DOI: 10.7868/S0435428118010017).

Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.

Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В. Цифровая модель рельефа дна Белого моря // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2012. № 3. С. 86–92.

Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры: геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы. М.: Наука, 1977, 240 с.

Победоносцев С.В., Розанов Л.Л. Современные вертикальные движения берегов Белого и Баренцева морей // Геоморфология, 1971, № 3, с. 57-62.

Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Шилова О.С. и др. Морфодинамика берегов Горла Белого моря в районе м. Инцы в голоцене // Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 3. Москва: ИО РАН, 2017а. С. 274–278.

Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Шилова О.С. [Двинский залив Белого моря в позднеледниковье – раннем голоцене](#) // Геоморфология. 2018. №2. С. 71-88. DOI: 10.7868/S0435428118020062.

Репкина Т.Ю., Шилова О.С., Зарецкая Н.Е., Садков С.А., Кунгаа М.Ч. Развитие Зимнего берега Белого моря в позднеледниковье-голоцене по данным диатомового и радиоуглеродного анализов и георадарного зондирования // Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа: Материалы научной конференции памяти Павла Алексеевича Каплина. М., 2017б. С. 121-124.

Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р., Токарев М.Ю. Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного Беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене – голоцене // Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир, 2017. С. 84-126.

Соболев В.М. Состав, стратиграфия позднечетвертичных отложений Горла Белого моря и основные черты его палеогеографии // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд-во МГУ, 2008. С. 144–156.

Соболев В.М., Алешинская З.В., Полякова Е.И. Новые данные о палеогеографии Белого моря в позднем плейстоцене-голоцене // Корреляция палеогеографических событий: континент-шельф-океан. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 120-129.

Шилова О.С., Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю. Голоценовые отложения юго-восточного побережья Горла Белого моря: новые данные диатомового и радиоуглеродного анализов // Доклады РАН. 2019. Т. 488. № 6. С. 661-666.

Ekman I., Iljin V. Deglaciation, the Young Dryas end moraines and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas // Glacial deposits in North-east Europe. Balkama. Rotterdam. 1995. P. 195–209.

Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjaer K.H., Larsen E. [The Last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics](#) // Boreas. 2006. Vol. 35. Oslo. P. 425-433.

Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne O.S., Mangerud J., Svendsen J.I. [The Last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1](#) // Boreas. 2016. Vol. 45. P. 1–45. doi:10.1111/bor.12142.

Ramsay W. Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. Fennia, 1898. Bd. XVI. N 1. P. 1-151.

Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E. et al. [IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50000 years cal BP](#) // Radiocarbon. 2009. Vol. 51 (4). P. 1111–1150 doi:10.1017/S0033822200034202.

Zaretskaya N.E., Shevchenko N.V., Simakova A.N., Sulerzhitsky L.D. Chronology of the North Dvina River delta development over the Holocene // Geochronometria. 2011. Vol. 38. № 2. P. 116-127.

SOUTHEASTERN COAST OF THE WHITE SEA GORLO STRAIGHT IN THE HOLOCENE: RELIEF, DEPOSITS, DYNAMICS

¹Repkina T.Yu., ^{2,3,4}Zaretskaya N.E., ¹Shilova O.S., ¹Lugovoy N.N., ⁵Sadkov S.A

¹Lomonosov Moscow State University

²IG RAS, ³GIN RAS, ⁴IFZ RAS

⁵IEG RAS

Geomorphological and GPR profiling of coastal lowlands, lithostratigraphic description, diatom analysis and radiocarbon dating of the Holocene deposits were performed on the southeastern coast of the White Sea Gorlo straight (from the Ruch'i River to Cape Veprevsky). The position of the ancient coastlines is established, the course of the relative sea level and the coastal dynamics are reconstructed. At the levels of 5–8 to 20 m a.s.l., the depressions between the morainic structures were filled during the Late Glacial transgression (previously ~ 11.1–9.5 cal kyr BP) with the waters of the icy desalinated basin and have no traces of wave processing. The distribution of the Holocene marine sediments was traced according to the data of diatom analysis up to 4 m, and the forms of coastal relief created with high wave activity - up to 5-7 m. The relative sea level decreased during

the regression of the early Holocene to -20-30 m, again reached the present one not earlier than ~ 9.5 cal kyr BP; in the range of ~ 7.3–3.5–3.1 cal kyr BP, it probably stabilized at levels of ~ 3.5–4 m, and ~ 2.2–1.6 cal kyr BP dropped to 1.5-2 m (the level of modern storm surges).

Keywords: *coastal zone, chronology, diatom analysis, relative sea level, morphodynamics, Holocene, White Sea*