

ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА ДНА БЕЛОГО МОРЯ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Левченко О.В., Либина Н.В.

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва,
Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: olevses@mail.ru*

Статья поступила в редакцию 20.11.2018, одобрена к печати 17.12.2018

В позднечетвертичное время структурно-тектонический рельеф древнего ложа эпиконтинентального Белого моря был существенно преобразован экзогенными процессами ледникового генезиса, а также под воздействием новейших неотектонических движений. На его дне широко распространены ледниково-экзарационные и ледниково-аккумулятивные формы рельефа, сформированные во время оледенений, включая гряды и холмы боковых и конечных морен. Поверхность дна Белого моря рассечена многочисленными ложбинами разного генезиса, которые часто наследуют существующие тектонические разрывные нарушения. Существенную роль в формировании современного рельефа дна играют приливно-отливные течения, образовавшие песчаные волны и гряды и другие приливно-отливные или «торрентогенные» аккумулятивные и эрозионные формы рельефа дна в «Горле» и «Воронке» в северной части Белого моря. С подводными продолжениями впадающих в него русел Северной Двины и других рек связаны флювиальные формы рельефа дна. Высокоразрешающая сейсмоакустическая съемка, выполненная в Белом море Институтом океанологии с узколучевыми параметрическими эхолотами-профилографами «Parasound» и «SES-2000 standard», существенно дополнила и уточнила представления о процессах рельефообразования в позднечетвертичное время.

Ключевые слова: Белое море, дно, рельеф, морфоструктура, ледник, аккумулятивный, эрозионный, сейсмоакустический профиль, приливно-отливной, песчаные волны

Введение

Эпиконтинентальное Белое море – внутреннее море России, которое входит в систему арктических морей. Частично оно перекрывает древние структуры Балтийского щита, частично Восточно-Европейской платформы. Дно Белого моря представляет собой ступенчатую денудационно-аккумулятивную равнину, сформированную на погруженных крупных блоках докембрийского фундамента. Формирование современного бассейна Белого моря во многом связано с эволюцией палеорифтовых структур древнего фундамента и щелочным магматизмом в палеозое (Балуев, Журавлев, 2017). В статье этих авторов подробно рассмотрены геологическое строение и тектоника дочетвертичного ложа Балтийского моря, проанализированы заложение и последующая длительная эволюция его основных структурных элементов, что в целом обусловило структурно-тектонический характер бассейна Белого моря.

Позднечетвертичная история развития оказала наибольшее влияние на формирование рельефа дна Белого моря (Павлидис и др., 1996). Последняя валдайская эпоха оледенения, закончившаяся таянием ледникового покрова, сменилась послеледниковой трансгрессией. Трансгрессия усиливалась колебаниями, связанными с тектоническими движениями вследствие общего поднятия Кольского полуострова в послеледниковый период. Формирование современного рельефа Белого моря происходило под воздействием ледникового и морского морфогенеза как ведущих факторов рельефообразования и активных новейших неотектонических движений (Невесский и др., 1977). Разломы, разделяющие разнопорядковые блоки, сохранили активность до настоящего времени, что подтверждает наблюдаемая современная сейсмичность. Таким образом, отчетливо проявляется тесная связь рельефа Белого моря с древними складчатыми и разрывными структурами.

Основные морфоструктуры дна Белого моря

Дно Белого моря представляет собой ступенчатую денудационно-аккумулятивную равнину с крупными блоками докембрийского фундамента, вдоль древних тектонических и межблоковых шовных зон развиты рифтогенные прогибы (Никифоров и др., 2017). Для него характерны черты, свойственные рифтогенным областям, развитым на древней материковой коре. Сложное структурное строение бассейна Белого моря определило контрастную и дифференцированную, в общем латеральную, расчлененность рельефа его дна. Средняя глубина Белого моря 67 м, а максимальная – порядка 340 м в районе м. Турьего (Кандалакшский залив).

С северо-запада на юго-восток через всю акваторию Белого моря протягивается Кандалакшско-Двинской грабен, который по простиранию разделяется на три крупных сегмента. Мелководная кутовая часть Кандалакшского залива лежит в области перехода от морской части грабена к структурам суши. Множество локальных морфоструктур создает мозаичный рельеф этого мелководного сегмента, в котором острова и линейные подводные поднятия СЗ-ЮВ простирания разделяются короткими впадинами сбросовой природы. Основная цепочка впадин, глубина которых уменьшается от 160 м до 50–70 м к окончанию залива, протягивается вдоль Кандалакшского берега Кольского полуострова. В пределах неглубокого и более пологого юго-западного подводного склона залива вдоль Карельского берега развиты небольшие поднятия и впадины амплитудой до 20–30 м.

Мелководный сегмент отделяется сбросовым уступом высотой 240 м от наиболее глубоководной части Кандалакшско-Двинского грабена. Из-за нетипично больших для шельфа глубин этот сегмент в виде субгоризонтальной аккумулятивной слаборасчлененной равнины со средними глубинами 200–260 м и максимальной 343 м относят к суббатиальной впадине. Далее в глубоководном сегменте выделяются еще три крупные впадины со средними глубинами 200–280 м. В целом центральная часть Белого моря имеет асимметричное строение с пологим ступенчатым северным бортом вдоль Терского берега и крутым южным вдоль Карельского берега. Последний

изрезан узкими, вдающимися далеко в сушу, заливами-фиордами с множеством островов.

Постепенно к югу по направлению к Двинскому заливу глубина дна уменьшается до 110–150 м, а рельеф дна постепенно становится менее расчлененным и теряет линейный характер. Двинской залив является переходной зоной от более глубокой центральной части Белого моря к мелководной дельте Северной Двины. В морской части этого сегмента рельеф дна монотонно спокойный с отдельными небольшими банками высотой 10–20 м. Его прибрежную часть занимает обширная авандельта.

Самый мелководный Онежский залив (глубины от 5 до 20–50 м) расположен в южной части Белого моря, от центральной части которого его отделяет гряда Соловецких островов. Мелко расчлененный рельеф абразионно-экзарационного шхерного мелководья создают небольшие локальные впадины и поднятия СЗ-ЮВ простирания амплитудой от 5 до 20 м, многочисленные острова, каменистые банки и мели.

Северная часть Белого моря, которая включает так называемую «Воронку» и Мезенский залив, соединяется с его южной частью узким проливом, так называемым «Горлом». Вместе они занимают наиболее мелководную акваторию Белого моря с глубинами 20–40 м. Только на самом севере «Воронки» в районе слияния с Баренцевым морем глубины достигают 60–80 м. Также глубины до 100 м отмечаются по оси линейного желоба, который протягивается вдоль всего Кольского берега. Неровный рельеф дна здесь создают вытянутые линейные подводные аккумулятивные гряды и эрозионные желоба структурного генезиса вместе с отдельными изометричными поднятиями и впадинами. Различные приливно-отливные формы контролируют сильно расчлененный мезорельеф дна «Горла» и «Воронки», которые характеризуются активным гидродинамическим режимом (Левченко, Щербаков, 1999; 2000).

Методика исследований

Для детального исследования строения дна акваторий – его морфологии и внутренней структуры молодых придонных отложений, используются узколучевые двухканальные акустические системы, в которых реализован параметрический эффект нелинейной акустики. Параметрический эхолот-профилограф работает в двух частотных диапазонах. Высокочастотный канал (первичная частота) используется как эхолот для измерения глубины воды, низкочастотный канал (вторичная частота) работает как профилограф осадков под дном. В рейсах Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в Белом море использовались две такие системы производства ФРГ: «Parasound» (первичная частота 18–23.5 кГц, вторичная 2.5–5.5 кГц, вертикальное разрешение 0.5–1.0 м) и «SES-2000 standard» (100 кГц, 8–10 кГц и 5–15 см соответственно). Благодаря большой частоте повторяемости излучений (несколько десятков в секунду), «SES-2000 standard» характеризуется также и

высокой горизонтальной (латеральной) разрешающей способностью, обеспечивая высокую плотность наблюдений.

В 1997 г. в 11 и 12 рейсах НИС «Академик Сергей Вавилов» с судовым эхолотом-профилографом «Парасаунд» было выполнено высокоразрешающее сейсмоакустическое профилирование дна восточной части Белого моря (Двинской залив, «Горло» и «Воронка») (Левченко, Щербаков, 1999; 2000). В 2010 и 2011 гг. в Белом море проводилось высокоразрешающее сейсмоакустическое профилирование на НИС «Эколог» с эхолотом-профилографом «SES-2000 standard» (Шевченко и др., 2011а; 2011б).

При анализе рельефа дна Белого моря за основу взята модернизированная и детализованная специально для арктических морей морфогенетическая классификация форм и типов рельефа (Nikiforov, 2010). Генезис рельефа дна рассматривается как результат сложного взаимодействия различных природных факторов и палеогеографических экзогенных процессов совместно с учетом структурно-геологической принадлежности, которые определяют происхождение и морфологическую выраженность различных форм рельефа дна. В классификации охарактеризован основной комплекс эндогенных (структурных) и экзогенных (или скульптурных) форм рельефа с учетом их специфических особенностей формирования и развития в полярной зоне.

Основными морфометрическими единицами, которые характерны для рельефа дна Белого моря являются: макрорельеф (протяженные равнины, крупные структурные поднятия и депрессии, как правило, структурно обусловленные; типичный размер – сотни км); мезорельеф (экзогенные формы рельефа, реже структурные, формирование и развитие которых связано с особенностями палеогеографических и современных процессов, типичный размер десятки км) и микрорельеф (экзогенный рельеф, связанный с проявлением современных процессов, волновые знаки ряби, биотурбации и т.д., типичный размер – метры и сантиметры). Морфометрические параметры рельефа дна проводятся по (Никифоров и др., 2017).

Позднечетвертичные рельефообразующие процессы

Наибольшее влияние на формирование современного рельефа дна Белого моря оказало последнее (вюрмское) оледенение, которое оставило свои следы преимущественно на шельфе западной части Российской Арктики (Никифоров и др., 2017). Благодаря воздействию покровных ледников на первичные тектонические и эрозионные формы рельефа, многие морфоструктуры существенно изменились, сформировались фиордовые и шхерные берега, подводные фиордовые долины, окраинные желоба и т.д. В настоящее время на прибрежном мелководье (подводном береговом склоне) основными рельефообразующими процессами являются волновые, а на более мористых участках доминируют процессы аккумуляции. Наиболее характерными естественными экзогенными (скульптурными) формами рельефа дна Белого моря являются: ледниково-экзарационные и ледниково-

аккумулятивные, волновые абразионные и аккумулятивные, торрентогенные эрозионные и аккумулятивные (сформированные мощными течениями), флювиальные, флювио-гляциальные и гравитационные.

В позднечетвертичное время северная и южная области Белого моря, каждая характеризовалась своим гидродинамическим режимом, источниками поступления осадочного материала и процессами седиментации. Южная полуизолированная впадина получает в основном речное питание, в составе которого преобладает глинистый взвешенный материал. Вследствие слабой гидродинамической активности, осадкообразование идет по типу медленного осаждения взвесей в центральной части впадины и волновой переработки материала по ее периферии. Поэтому существенную роль в формировании современного рельефа дна играют различные течения и подводный речной сток. Активная циркуляция придонной воды приводит к эрозии дна с образованием промоин и ложбин, размыву и переотложению обнажающихся на его поверхности реликтовых осадочных пород и молодых осадков. Поверхность дна Белого моря рассечена многочисленными ложбинами разного генезиса (ложбины ледникового выпахивания, экзарационные борозды, русла речных долин и временных водотоков) (рис. 1), многие из которых наследуют систему тектонических разрывных нарушений (Варейчук и др., 2012). Флювиальные формы рельефа дна связаны с подводными продолжениями русел впадающих в него рек, например речным руслом Северной Двины на дне

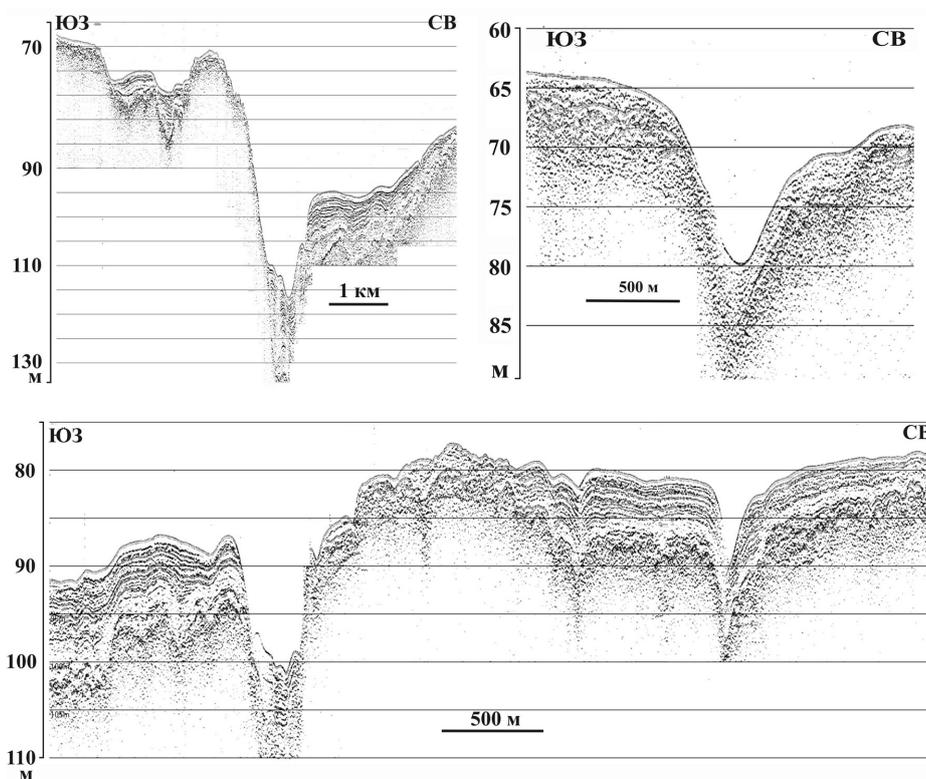


Рис. 1. Эрозионные формы рельефа, впадины на дне Двинского залива. Фрагменты сейсмоакустических профилей «SES-2000 standard». Положение этих и приведенных далее фрагментов показано на рис. 6.

Двинского залива (рис. 2). На дне Белого моря широко распространены ледниково-эксарационные и ледниково-аккумулятивные формы рельефа, сформированные во время оледенений, включая гряды и холмы боковых и конечных морен (рис. 3).

Северная открытая область Белого моря характеризуется активным гидродинамическим режимом, что приводит к интенсивной абразии берегов и дна, а также к переработке и сортировке обломочного материала с образованием

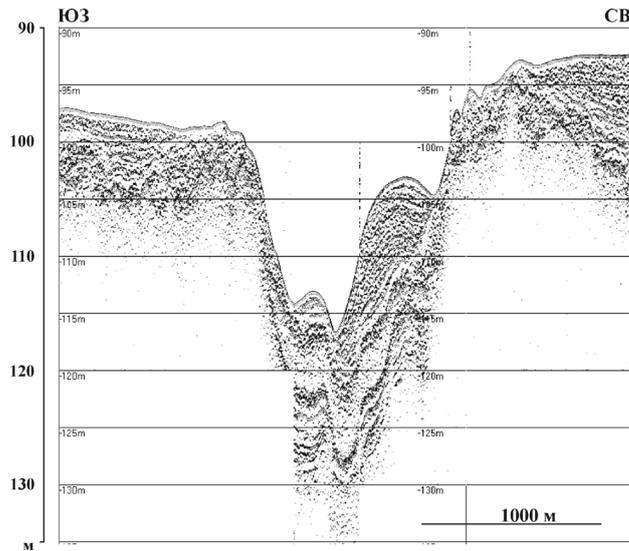


Рис. 2. Флювиальные формы рельефа в подводном палеорусле Северной Двины. Фрагмент профиля «SES-2000 standard».

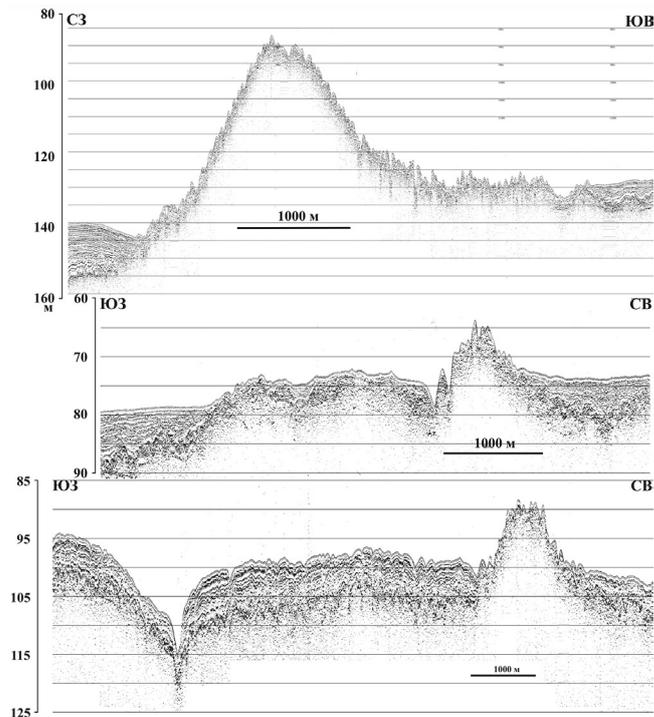


Рис. 3. Ледниково-эксарационные и ледниково-аккумулятивные формы рельефа, гряды и холмы боковых и конечных морен. Фрагменты профиля «SES-2000 standard».

обширных полей однородных песчаных осадков. Здесь на морское дно воздействуют различные течения, в первую очередь, приливно-отливные, формирующие характерные аккумулятивные осадочные образования и морфоструктуры морского дна. Наиболее активными гидродинамическими районами Белого моря являются «Горло» и «Воронка», где скорость приливно-отливных течений превышает 2,5 м/с (Невесский и др., 1977 и др.). Они формируют там характерные приливно-отливные или «торрентогенные» аккумулятивные и эрозионные формы рельефа дна (рис. 4 и 5). В «Горле» и «Воронке» Белого моря выявлено 6 типов аккумулятивных (асимметричные и симметричные песчаные волны, песчаные гряды, песчаные массивы, песчаные рифели, «гладкие пески») и 2 типа эрозионных (V-образные врезы, грядовые выходы реликтовых осадочных пород) форм мезорельефа (Левченко, Щербаков, 1999; 2000).

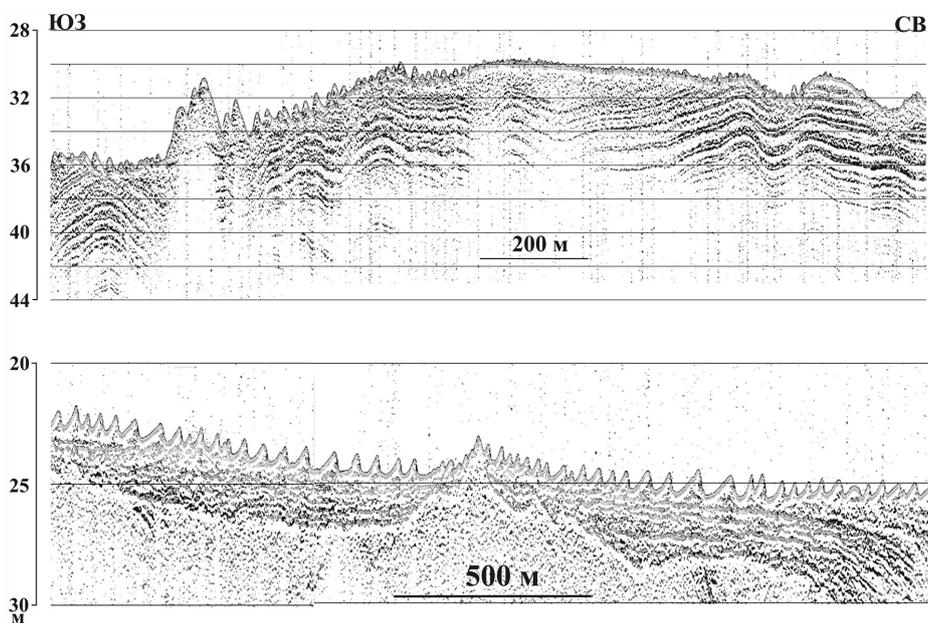


Рис. 4. Приливно-отливные или «торрентогенные» аккумулятивные формы рельефа дна в «Горле» Белого моря: симметричные песчаные волны, песчаная гряды, грядовый песчаный массив, песчаные рифели. Фрагменты профиля «SES-2000 standard».

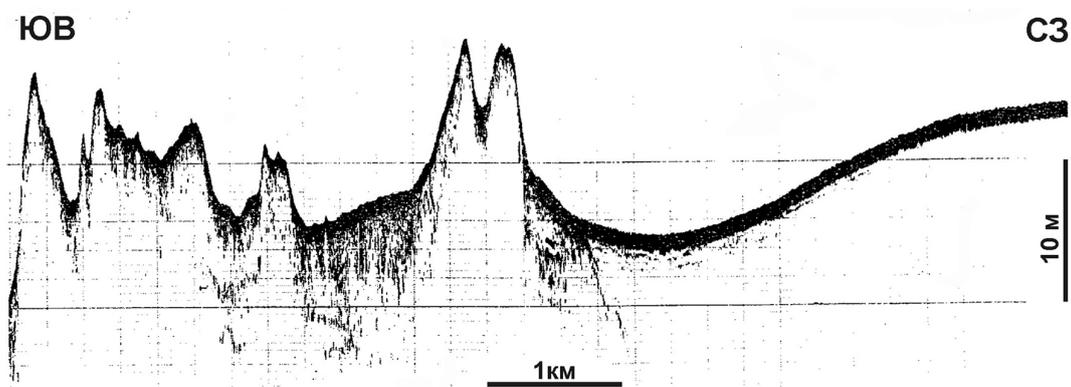


Рис. 5. Песчаные гряды в «Воронке» Белого моря: песчаные гряды, образующие песчаный массив, и «гладкие пески». Фрагменты профиля «Pfrasound».

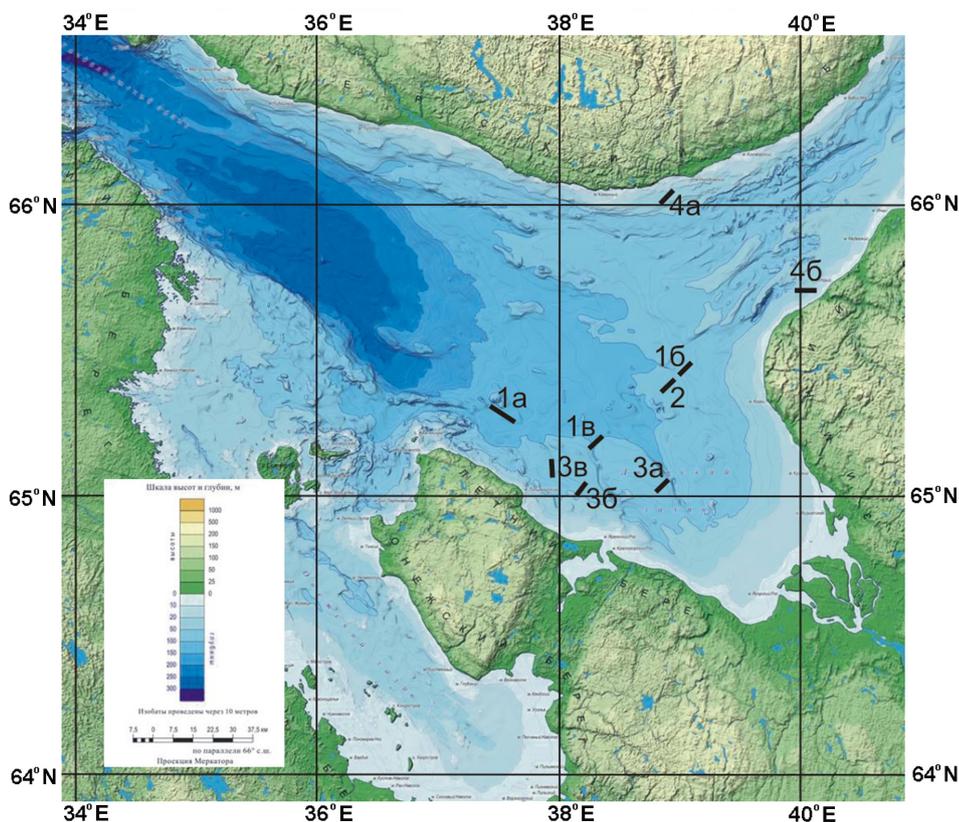


Рис. 6. Фрагмент карты Белого моря (Никифоров и др., 2012) с расположением разрезов, демонстрирующих формы рельефа, представленные на рис. 1–4.

Песчаные волны высотой до 5–6 м и шириной в основании до 400 м, как правило, встречаются не обособленно, а образуют серии до 30 отдельных образований (рис. 4). Более крупные песчаные гряды высотой более 10 м (местами до 20 м) и шириной в основании от 600–700 м до 1,5 км чаще формируются как одиночные аккумулятивные формы рельефа дна (рис. 5). Местами несколько таких слившихся в основании гряд образуют более крупные положительные аккумулятивные формы высотой до 30 м и шириной в основании до 10 км – песчаные массивы. Здесь также развиты протяженные до 5 км обширные поля специфических форм рельефа – песчаных рифелей высотой 1–1,5 м и шириной 50–60 м.

Заключение

Результаты выполненной в Белом море Институтом океанологии высокоразрешающей сейсмоакустической съемки с узколучевыми эхолотами-профилографами «Parasound» и «SES-2000 standard» хорошо согласуются с представлениями о рельефе его дна как в части формирования и распространения современных, так и реликтовых морфоструктур, включая позднечетвертичные ледниковые и новейшие торрентогенные формы рельефа (например, Варейчук и др., 2012), существенно дополняя и уточняя их.

Статья написана в рамках государственного задания № 0149-2018-0005.

Литература

- Балуев А.С., Журавлев В.А. Геологическое строение и тектоническая эволюция дочетвертичного ложа Белого моря и прилегающих территорий // Система Белого моря. Том. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир. 2017. С. 16–84.
- Варейчук Н.С., Ермолов А.А., Игнатов Е.И., Чистов С.В. Очерки геоморфологии берегов и дна Белого моря. Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». 2012. 428 с.
- Левченко О.В., Щербаков Ф.А. Приливно-отливные формы мезорельефа дна восточной части Белого моря // Геоморфология. 1999. № 4. С. 85–92.
- Левченко О.В., Щербаков Ф.А. Приливно-отливные формы мезорельефа и структура донных осадков восточной части Белого моря (по данным высокоразрешающей сейсмоакустики) // Доклады Академии Наук. 2000. Т. 372. № 6. С. 796–800.
- Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 235 с.
- Никифоров С.Л., Кошель С.М., Сорохтин Н.О., Фроль В.В., Попов О.Е., Левченко О.В. Цифровая модель рельефа дна Белого моря: методика построения и краткое описание // Система Белого моря. Том. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир. 2017. С. 157–184.
- Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В. Цифровая модель рельефа дна Белого моря // Вестник московского университета, серия география. 2012. № 3. С. 86–92.
- Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А., Дунаев Н.Н., Никифоров С.Л. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1996. 188 с.
- Шевченко В.П., Ананьев Р.А., Гусакова А.И., Дмитриевский Н.Н., Кравчишина М.Д., Мишин А.В., Политова Н.В., Потахин М.С., Толстиков А.В., Филиппов А.С., Чульцова А.Л. Исследование системы Белого моря в июле 2010 г. в рейсе научно-исследовательского судна «Эколог» // Океанология. 2011а. Т. 51. № 6. С. 1137–1140.
- Шевченко В.П., Политова Н.В., Георгиев А.П., Гусакова А.И., Ключиткин А.А., Кравчишина М.Д., Левченко О.В., Мутовкин А.Д., Новигатский А.Н., Толстиков А.В., Филиппов А.С., Чульцова А.Л. Многодисциплинарная экспедиции в Белое море в июле 2011 г. на НИС «Эколог»: предварительные результаты // Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии; Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. М.: ГЕОС, 2011б. Т. III. С. 295–299.
- Nikiforov S. Morphogenetic classification of seabed // Seabed morphology of Russian arctic shelf. N.Y.: Nova Publisher, 2010. P. 175–188.

FORMATION OF BOTTOM TOPOGRAPHY OF THE WHITE SEA IN THE LATE QUATERNARY

Levchenko O.V., Libina N.V.

*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia, e-mail: olevs@mail.ru
Submitted 20.11.2018, accepted 17.12.2018*

Bottom relief of the ancient epicontinental White Sea generated mostly by tectonics was significantly transformed during the Late Quaternary by exogenous processes primarily of glacial genesis. Recent neotectonic movements also significantly affected him as well.

Glacial-exaration and glacial-accumulative landforms formed during glaciations such as ridges and hills of the lateral and final moraines are widespread over the White Sea bottom. Its surface is dissected by numerous scours and furrows of different genesis, which inherit often the existing tectonic faults. In the Northern White Sea, the tidal currents play significant role in formation of modern bottom topography generating sand waves and ridges and other tidal or «torrentogenic» accumulative and erosion landforms in the «Gorlo» and «Voronka». The fluvial forms of the bottom relief are associated with underwater extensions of channels of the Northern Dvina and other rivers. The fluvial landforms are associated with continuing submarine riverbed of the Severnaya Dvina and others. High-resolution survey carried out by Shirshov Institute of Oceanology in the White Sea with acoustical narrow-beam parametric sonar-subbottom profilers «Parasound» and «SES-2000 standard» supplemented and clarified significantly the ideas about formation its relief during the Late Quaternary.

Keywords: White Sea, bottom, topography, landforms, glaciations, accumulative, erosional, seismoacoustical profile, tidal, sandy waves

References

- Baluyev A.S. and Zhuravlev V.A. Geologicheskoye stroyeniye i tektonicheskaya evolyutsiya dochetvertichnogo lozha Belogo morya i prilegayushchikh territoriy, Sistema Belogo morya, Tom. IV, Protsessy osadkoobrazovaniya. Geologiya i istoriya. Moskva: Nauchnyy mir, 2017, pp. 16–84.
- Levchenko O.V. and Shcherbakov F.A. Prilivno-otlivnyye formy mezorelyefa dna vostochnoy chasti Belogo morya. *Geomorfologiya*, 1999, No. 4, pp. 85–92.
- Levchenko O.V. and Shcherbakov F.A. Prilivno-otlivnyye formy mezorelyefa i struktura donnykh osadkov vostochnoy chasti Belogo morya (po dannym vysokorazreshayushchey seysmoakustiki). *Doklady Akademii Nauk*, 2000, Vol. 372, No. 6, pp. 796–800.
- Neveskiy E.N., Medvedev V.S., and Kalinenko V.V. Sedimentogenez i istoriya razvitiya v golotsene. Moskva Nauka, 1977, 235 p.
- Nikiforov C.L., Koshel S.M., Sorokhtin N.O., Frol V.V., Popov O.E., and Levchenko O.V. Tsifrovaya model relyefa dna Belogo morya: metodika postroyeniya i kratkoye opisaniye, Sistema Belogo morya. Tom. IV. Protsessy osadkoobrazovaniya. Geologiya i istoriya. Moskva: Nauchnyy mir, 2017, pp. 157–184.
- Nikiforov S.L., Koshel S.M., and Frol V.V. Cifrovaya model relefa dna Belogo morya. *Vestnik moskovskogo universiteta, seriya geografiya*, 2012, № 3, pp. 86–92.
- Pavlidis YU.A., Ionin A.S., Shcherbakov F.A., Dunaev N.N., and Nikiforov S.L. Arkticheskij shelf. Pozdnechetvertichnaya istoriya kak osnova prognoza razvitiya. Moskva: GEOS, 1996, 188 p.
- Shevchenko V.P., Ananyev R.A., Gusakova A.I., Dmitrevskiy N.N., Kravchishina M.D., Mishin A.V., Politova N.V., Potakhin M.S., Tolstikov A.V., Filippov A.S., and Chultsova A.L. Issledovaniye sistemy Belogo morya v iyule 2010 g. v reyse nauchno-issledovatel'skogo sudna «Ekolog». *Okeanologiya*, 2011a, Vol. 51, No. 6, pp. 1137–1140.
- Shevchenko V.P., Politova N.V., Georgiyev A.P., Gusakova A.I., Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D., Levchenko O.V., Mutovkin A.D., Novigatskiy A.N., Tolstikov A.V., Filippov A.S., and Chultsova A.L. Mnogodistsiplinarnaya ekspeditsii v Beloye more v iyule 2011 g. na NIS «Ekolog»: predvaritelnyye rezultaty, Materialy XIX Mezhdunarodnoy nauchnoy konferentsii (Shkoly) po morskoy geologii; Institut okeanologii im. P.P. Shirshova RAN. Moskva: GEOS, 2011b, Vol. III, pp. 295–299.
- Vareychuk N.S., Ermolov A.A., Ignatov E.I., and Chistov S.V. Ocherki geomorfologii beregov i dna Belogo morya. Sevastopol: NPTs «EKOSI-Gidrofizika», 2012, 428 p.