

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОСИСТЕМЫ БЕЛОГО МОРЯ В КОНЦЕ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА: ЛЕДНИК – ПРИЛЕДНИКОВОЕ ОЗЕРО – МОРЕ

Н.Е. Зарецкая^{1,2}, А.А. Вашков³, А.Е. Рыбалко^{4,5}, Д.В. Баранов¹, М.В. Ручкин⁵

¹Институт географии РАН, Москва

²Геологический институт РАН, Москва

³Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты

⁴ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург

⁵СПбГУ, Санкт-Петербург

Аннотация. Представлены новые данные об эволюции геосистемы Белого моря в конце позднего неоплейстоцена. Установлено, что во время максимума последнего она представляла собой обширный ледоём, который во время деградации ледника трансформировался в приледниковое озеро, и затем, после проникновения через пролив Горло морских вод – в морской бассейн, что ознаменовалось обширной позднеледниковой гляциоэвстатической трансгрессией.

Ключевые слова: Белое море, максимум последнего оледенения, дегляциация, приледниковое озеро, позднеледниковая гляциоэвстатическая трансгрессия.

EVOLUTION OF THE WHITE SEA GEOSYSTEM AT THE END OF THE LATE PLEISTOCENE: GLACIATION – PROGLACIAL LAKE – SEA

N.E. Zaretskaya^{1,2}, A.A. Vashkov³, A.E. Rybalko^{4,5}, D.V. Baranov¹, M.V. Ruchkin⁵

¹Institute of Geography RAS, Moscow

²Geological Institute of RAS, Moscow

³Geological institute, FRC, KSC of RAS, Apatity

⁴VNIIOkeangeologia, St-Petersburg

⁵St-Petersburg State University, St-Petersburg

Summary. The new data on the White Sea geosystem evolution at the end of the Late Pleistocene are presented. It is established that during the last glacial maximum it was an extensive ice reservoir, which transformed into a proglacial lake during the deglaciation, and then, after the penetration of sea water through the Gorlo Strait - into a sea basin, which was marked by an extensive Late Glacial glacioeustatic transgression.

Keywords: White Sea, last glacial maximum, deglaciation, proglacial lake, Late Glacial glacioeustatic transgression.

Введение. Конец позднего неоплейстоцена, рассматриваемый в объёме морской изотопной стадии (МИС) 2 (29-11.7 тыс. лет назад), отличался длительным похолоданием в первой половине и резкими климатическими колебаниями на завершающей стадии [21]. В западной части Северного полушария похолодание вызвало формирование обширного Скандинавского оледенения, с центром в северной Фенноскандии, которое распространялось по территории Европы более чем на 1000 км от центра [19]. Белое море, расположенное на северо-востоке Европы, практически полностью перекрывалось Скандинавским ледником, и поэтому как водная геосистема в те времена не существовало.

Интерес к Белому морю, несмотря на его небольшие размеры, не ослабевает уже на протяжении более чем 100 лет, так как оно и является заливом Арктического океана, и расположено на стыке Русской плиты и Балтийского щита [14]. Поэтому и на его побережье, и в акватории проводятся интенсивные геологические, географические, геофизические и

другие исследования. Наши работы последних лет были мотивированы наличием разнообразных «белых пятен» в истории Белого моря в конце позднего неоплейстоцена, таких, как максимальная граница распространения последнего оледенения на восток, конфигурация и направление движения ледникового покрова, возраст фаз его деградации, особенности приледникового бассейна в котловине Белого моря и время восстановления морских обстановок. Для «закрашивания» этих белых пятен и детальной реконструкции истории последнего гляциоседиментационного цикла Белого моря мы и проводили наши исследования, обзор результатов которых будет представлен ниже.

Материалы и методы. Исследования проводились на Зимнем, Абрамовском и Терском берегах Белого моря, а также в Кандалакшском заливе и на банках Соловецких островов (Рис. 1). Зимний берег ограничивает восточный фланг Двинского залива и юго-восточный берег пролива Горло, Абрамовский берег - западный фланг Мезенского залива, Терский берег обрамляет юг Кольского полуострова. (Рис. 1).

С 2020 года в этих районах проводились работы, которые включали в себя литостратиграфическое изучение разрезов позднеплейстоценовых отложений, глубокое (до 30 м) бурение и описание кернов скважин, а также отбор образцов на литологические и микропалеонтологические анализы и определение возраста (OSL и ^{14}C AMS). Определение геопозиции изучаемых объектов проводилось с помощью GPS навигатора Garmin 52S (координаты) и DGPS-системы (высоты над уровнем моря).



Рис. 1. Карта Белого моря с обозначенными Зимним, Абрамовским и Терским берегами, на которых проводились исследования.

Результаты и их обсуждение. Максимальная граница распространения последнего оледенения прослеживается по комплексу отложений ледникового парагенетического ряда, которые повсеместно распространены на Терском, Зимнем и Абрамовском берегах Белого моря. Кроме того, ледниковые отложения выстилают практически все дно Белого моря, непосредственно залегая на коренных породах. На отдельных участках они перекрыты ледниково-озерными, ледниково-морскими и морскими отложениями.

Ледниковые осадки представлены в основном диамиктоном (базальной мореной) коричневого и темно-коричневого цвета, реже – оливково-серого. В составе преобладают алеврито-глинистые частицы со значительной долей примесей разнородного песка, гравия, гальки и валунов. Практически во всех разрезах в нижней части диамиктона выделяется зона ассимиляции нижележащих отложений с текстурами захвата. Мощность диамиктона обычно составляет 2–8 м, закономерно увеличивается на участках, где абразионный берег Белого моря вскрывает строение грядового и холмистого рельефа. В морене Зимнего и Абрамовского берегов встречаются отторженцы в виде блоков вендских алевролитов характерного яркого сизо-синего цвета, которыми сложен северо-запад Беломорско-Кулойского плато. Исследования направлений залегания длинных осей галек и сланцеватости в морене, проведенные в рамках данной работы, также указывают на формирование гляциоструктур при давлении ледника с запада и северо-запада, что в целом подтверждает ранние работы по продвижению в этот район лопастей Беломорского ледникового потока [18, 19, 20]. Иногда морены перекрыты лимногляциальными отложениями, представленными ленточными глинами с листоватой слоистостью, в которых встречаются характерные дропстоуны. Водно-ледниковые отложения встречаются как выше, так и ниже морены, представлены плохо сортированными песками с обломочным материалом. По образцам из них были получены ОСЛ-даты (11) в диапазоне 23-15 т.л. [4].

На Абрамовском берегу мощность морены зримо убывает с запада на восток, и в районе мыса Харин нос (левый входной мыс в устье р. Кулой) она менее 1 м.

Таким образом, геосистема Белого моря в период 23-15 тыс. лет назад представляла собой котловину, в основном полностью покрытую ледником; о том, ледник перемещался и по дну моря, говорят ледниковые отложения и формы рельефа, как в Кандалакшском заливе и в северной части Белого моря вдоль Кольского побережья [13], так и в проливе Горло [16].

Деградация ледника и освобождение бассейна Белого моря ото льда происходили поэтапно. Краевые образования стадий деградации ледника описаны нами на Зимнем берегу примерно на траверзе середины пролива Горло, и к юго-западу от Беломорско-Кулойского плато (на восточном побережье Двинской губы). Корреляция этих образований с существующими схемами деградации последнего оледенения позволяет предварительно сопоставить их с крестецкой и лужской фазами сокращения ледника [18, 19].

В самом бассейне Белого моря во время деградации последнего оледенения реконструировали приледниковый бассейн с характерными для него ленточными глинами, в которых были обнаружены пресноводные диатомеи [8], а по данным палинологического анализа были установлены аллерёдские и верхнедриасовые интервалы разреза мощностью 1.5–2.5 м [2]. При этом в отложениях позднего дриаса на Терском шельфе впервые появляется обедненный диатомовый комплекс, состоящий из холодноводных аркто-бореальных видов, обитающих на незначительных глубинах при пониженной солености. Характерным видом является *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* Grin. – эвригалинная форма, обитающая на мелководьях вблизи кромки льда [2]. Для Онежского залива реконструировались пресноводные условия на ранних этапах развития приледникового бассейна. Здесь в осадках были выделены спорово-пыльцевые спектры с господством пыльцы берёз (в том числе – кустарничковых) и полыни, что позволило условно датировать их временем 14–13 т.л.н. [1], и было подтверждено результатами палеомагнитного анализа [15]. Позже, начиная с аллерёда, ледниково-озёрные условия сменились ледниково-морскими [1].

Полученные в рамках данного исследования данные указывают, что на участке в устьевой части р. Варзуга на глубинах от -20 м ниже у.м. на коренных породах или морене последнего оледенения залегают ленточные глины серого, красноватого или бурого оттенка. Их мощность изменяется от 10 (в самом глубоком месте) до 2.5 м (на склоне Нижневарзугской депрессии). Выше по разрезу глины переходят в переслаивание

тонкозернистого песка и алеврита. Таким образом, здесь мы наблюдаем классические отложения пресноводного приледникового водоёма с нестабильной обстановкой осадконакопления (ленточные глины, перекрытые переслаивающимися тонкозернистым песком и алевритом), который, по нашим предположениям, существовал в котловине Белого моря в период с 15 до 13.5 тыс. лет назад. Эта толща, в свою очередь, с резким контактом перекрывается тёмно-серым тонкозернистым песком с прослоями морской малакофауны (в основном, *Astarte borealis*) и рассеянным ракушечным детритом, который откладывался уже в морском бассейне.

Проникновение морских вод и морская обстановка осадконакопления восстановились в бассейне Белого моря в аллерёде [9]. По данным последних работ, в районе Анзерского плёса, в период 13-11.5 т.л.н. (финал позднеледниковья) существовал опреснённый холодноводный морской бассейн в непосредственной близости от края ледника, но в него уже поступали баренцевоморские воды [7, 10], а для западной части побережья Белого моря в донных отложениях изолированных водоёмов выделены ингрессионные осадки позднеледниковой трансгрессии возрастом ~13-11.5 кал. т.л.н. [5].

Позднеледниковая гляциоэвстатическая трансгрессия явилась значимым событием в поздненеоплейстоценовой истории Белого моря. С её водами из Баренцева моря проникла первая малакофауна *Portlandia arctica*, начался морской этап развития бассейна, была затоплена значительная территория побережья в силу того, что прогиб земной коры под ледником ещё не компенсировался, а сам ледник уже практически деградировал и "породил" большие массы воды [6]. Отложения этой трансгрессии по побережью Белого моря встречаются в большом диапазоне высот – от 100 м ближе к центру оледенения [5] до первых метров на его периферии. По Зимнему берегу они распространены в палеозаливах и палеопротолах и представлены горизонтально залегающими сизо-серыми алевритами, суглинками и глинами, накопившимися в спокойных условиях [11, 12]. Согласно данным геологического картирования по Абрамовскому берегу осадки позднеледниковой трансгрессии плащом облекают поверхность ледниковых отложений [17]. По данным, полученным нами ранее [3], масштабы распространения отложений трансгрессии сильно преувеличены, но осадки встречаются в приустьевых частях рек по Абрамовскому берегу и представлены светло-серыми и бежевыми мелко-тонкозернистыми песками с горизонтальной слоистостью и знаками ряби, возраст которых был определён OSL-методом как 13.5 тыс. лет назад.

Выводы. В результате работ установлено, что геосистема Белого моря в конце позднего неоплейстоцена претерпела следующие эволюции. Во время максимума последнего оледенения она представляла собой обширный ледоём. Во время начала деградации оледенения, в крестецкую и лужскую фазы, происходило формирование краевых ледниковых образований на Зимнем Берегу и вдоль южного берега Кольского полуострова, а в котловине Белого моря существовало приледниковое озеро. Около 13.5 тыс. лет назад в приледниковый бассейн через пролив Горло начали проникать морские воды, и к началу фазы позднего дриаса вся котловина Белого моря была свободной ото льда. В финале позднего неоплейстоцена произошла гляциоэвстатическая морская трансгрессия, следы которой в западной части побережья Белого моря прослеживаются на высотах около 100 м н.у.м., а в восточной части – от 20 до первых метров н.у.м.

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского Научного Фонда, проект № 22-17-00081, в рамках выполнения Госзадания ИГ РАН FMWS-2024-0003.

Литература

1. Гей Н.А., Джиноридзе Р.Н., Рыбалко А.Е. и др. Стратиграфия позднеплейстоценовых и голоценовых отложений Онежского залива - Вест. ЛГУ, 1988, сер. 7. вып. 4. С. 65-72.

2. Джиноридзе Р.Н., Калугина Л.В., Рыбалко А.Е. и др. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений северной части Белого моря. В кн.: Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С.34-39.
3. Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Корсакова О.П., Луговой Н.Н., Вашков А.А., Шварёв С.В., Григорьев В.А. Позднечетвертичные разрезы северо-западного и северо-восточного побережий Беломорско-Кулойского плато: новые данные // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Материалы ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований. Выпуск 8. Санкт-Петербург. 2021. С. 82-86.
4. Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Луговой Н.Н., Корсакова О.П., Вашков А.А., Мишурицкий Д.В. Юго-восточное Прибеломорье в позднем плейстоцене: первые результаты обобщения материалов // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Материалы ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований. Выпуск 9. С. 96-101.
5. Колька В.В., Корсакова О.П. Положение береговой линии Белого моря и неотектонические движения на северо-востоке Фенноскандии в позднеледниковье и голоцене // Система Белого моря, 2017, т. IV. С. 222-249.
6. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Наука, Ленинград, 1979. 158 с.
7. Мануйлов С.Ф., Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А., Джиноридзе Р.Н., Калугина Л.В., Кириенко Е.Н., Спиридонова Е.А. // Стратотип позднечетвертичных и голоценовых отложений Соловецкого шельфа Белого моря // Палинология плейстоцена и голоцена. Межвузовский сборник Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1981. С.116-135
8. Невеский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 240 с.
9. Плешивцева Э.С. Изменение палеогеографических условий Северо-Двинской впадины в позднее-последнеледниковое время // Природа и хозяйство Севера, вып. 6, 1977. С. 39-47.
10. Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицын А.П., Баух Х.А., Рыбалко А.Е. Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря // ДАН, 2014, т. 454, № 4. С. 467-472.
11. 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 П.А. Каплина. М.: Географический ф-т МГУ, 2017. С. 121–124.
12. Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Шилова О.С., Луговой Н.Н., Садков С.А. Юго-восточный берег Горла Белого моря в голоцене: рельеф, отложения, динамика // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2019. Вып. 6. С. 146–153. doi:10.24411/2687-1092-2019-10621
13. 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 16–84.
14. Рыбалко А.Е., Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Корсакова О.П., Субетто Д.А., Беляев П.Ю., Вашков А.В. Развитие Белого моря в голоцене. // Динамика экосистем в голоцене (сборник статей), 2022. С. 143-148.
15. Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А., Спиридонова Е.А. и др. Четвертичные отложения Онежского залива и основные черты его палеогеографии в плейстоцене-голоцене. В кн.:

Комплексные морские геолого-геофизические исследования внутренних морей гляциального шельфа. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. С. 38-52.

16. Соболев В.М. Состав, стратиграфия четвертичных отложений Горла Белого моря и основные черты его палеогеографии // Региональные палеогеографические реконструкции. М.: Изд-во МГУ, 2008. С. 144–156.

17. Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Ерохин А.Т., Ершов Л.А., Константинов Ю.Г., Копылова В.Н., Мияскин С.В., Сафонов О.И., Южаков В.М., Георгиева А.А., Зоренко Т.Н., Соболев В.К. Отчет о результатах групповой геологической съемки в Беломорско-Кулойском регионе Архангельской области 1974–1980 гг. Архангельск: Архангельское ТГУ, 1980.

18. Astakhov, V., Shkatova, V., Zastrozhnov, A., Chuyko, M., 2016. Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quaternary International* 420, 4–14. doi: [10.1016/j.quaint.2015.09.024](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024).

19. Demidov, I. N., Houmark-Nielsen, M., Kjær, K. H., and Larsen, E., 2006. The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics. *Boreas* 35 (3), 425–443. doi: [10.1080/03009480600781883](https://doi.org/10.1080/03009480600781883).

20. Larsen, E., Fredin, O., Jensen, M., Kuznetsov, D., Lyså, A., Subetto, D., 2014. Subglacial sediment, proglacial lake-level and topographic controls on ice extent and lobe geometries during the Last Glacial Maximum in NW Russia. *Quaternary Science Review* 92, 369-387. doi: [10.1016/j.quascirev.2013.02.018](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.02.018).

21. Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier Th., Buchardt S. L., Clausen H. B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S. J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J. J., Pedro J. B., Popp T., Seierstad I. K., Steffensen J. P., Svensson A. M., Vallelonga P., Vinther B. M., Walker M. J.C., Wheatley J.J., Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V.106. P. 14–28.