

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И НЕОТЕКТЕНИКА БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА

УДК 551.89

ПОБЕРЕЖЬЕ БЕЛОГО МОРЕ В ПРЕДЕЛАХ РУССКОЙ ПЛИТЫ
В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

© 2022 г. Н. Е. Зарецкая^{a, b, *}, Д. В. Баранов^a, М. В. Ручкин^{c, d}, Н. Н. Луговой^{a, e}

^aИнститут географии РАН, Москва, Россия

^bГеологический институт РАН, Москва, Россия

^cВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

^dИнститут Наук о Земле, СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

^eМосковский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

*e-mail: n_zaretskaya@inbox.ru

Поступила в редакцию 15.03.2022 г.

После доработки 30.06.2022 г.

Принята к публикации 18.08.2022 г.

В статье представлены сводная схема верхнечетвертичных отложений и предварительные реконструкции обстановок осадконакопления в позднем неоплейстоцене в юго-восточном Беломорье, полученные в результате исследований на побережье Беломорско-Кулойского плато, обобщения данных опубликованных и фондовых работ и корреляции имеющихся континентальных и морских палеоархивов. Исследования включали в себя литостратиграфические описания разрезов, привязку литологических границ к шкале абсолютных высот, проведение диатомового и малакофаунистического анализов и ОСЛ-датирование рыхлых отложений. До настоящего времени многие вопросы позднечетвертичной истории региона оставались открытыми: возраст и амплитуда морских трансгрессий, граница и сам факт проникновения ранневалдайского оледенения на территорию Беломорско-Кулойского плато, восточная граница последнего оледенения и соотношение ледниковых, водно-ледниковых, ледниково-морских и морских отложений периода его деградации. На основании полученных данных сделаны предварительные выводы о соотношении ледниковых и морских палеообстановок в юго-восточном Беломорье в позднечетвертичное время. По-видимому, на протяжении почти всего позднего неоплейстоцена (кроме МИС 2) здесь доминировали морские обстановки осадконакопления. Множественность оледенений в ранневалдайское время пока представляется сомнительной и не соответствует полученным литологическим и геохронологическим данным. Наиболее полные разрезы верхнего неоплейстоцена вскрываются на Зимнем берегу, сильно сокращаясь на Абрамовском берегу, где на глинах и песках мезенской трансгрессии лежат отложения максимальной стадии последнего оледенения. Можно предположить, что Абрамовский берег, в отличие от Зимнего, в новейшее время испытывает меньшее по скорости и амплитуде гляциостатическое поднятие.

Ключевые слова: Беломорско-Кулойское плато, верхний неоплейстоцен, морские обстановки осадконакопления, последнее оледенение, датирование, корреляция морских и континентальных палеоархивов

DOI: 10.31857/S2587556622060164

ВВЕДЕНИЕ

Белое море, представляющее собой внутренний шельфовый бассейн, расположено в области сочленения двух крупнейших современных геоструктур Восточно-Европейской платформы, а именно: тектонически активной северо-восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита (северо-западное Беломорье) и более стабильной северо-западной части Русской плиты (юго-восточное Беломорье), на которую и направлено наше внимание. Юго-восточное Беломорье включает в себя (рис. 1) Двинский и Мезенский

заливы, Онежский полуостров и Беломорско-Кулойское плато, в пределах которых побережья имеют свои географические названия (с запада на восток) — Онежский, Летний, Зимний, Абрамовский, Конушинский и Канин берега (последние два — за пределами рис. 1). Наименее изученным с точки зрения позднечетвертичной истории и наиболее интересным и перспективным является Беломорско-Кулойское плато из-за высокой обнаженности его берегов и разнообразия позднечетвертичных событий и явлений, которые можно здесь исследовать.

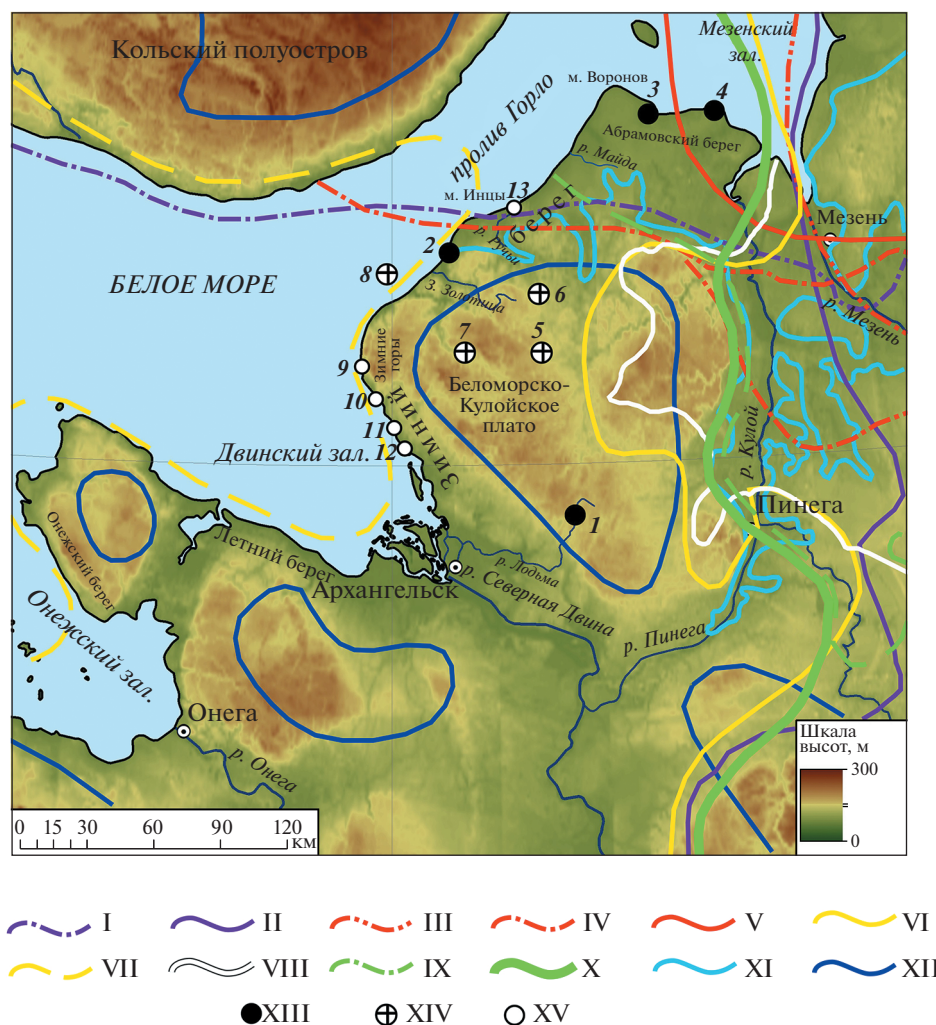


Рис. 1. Район работ с разрезами и палеогеографическими границами. Границы оледенений: I – 60 тыс. л. н. (Svendsen et al., 2004), II – 20 тыс. л. н. (Svendsen et al., 2004), III – 75–70 тыс. л. н. (Larsen et al., 2006), IV – 70–65 тыс. л. н. (Larsen et al., 2006), V – 55–45 тыс. л. н. (Larsen et al., 2006), VI – 18–17 тыс. л. н. (Demidov et al., 2006), VII – Невская стадия (Demidov et al., 2006), VIII – Larsen et al., 2013, IX – ранний валдай (Astakhov et al., 2016), X – поздний валдай (Astakhov et al., 2016). Трансгрессии: XI – мезенская (Jensen et al., 2006), XII – бореальная (Grosfjeld et al., 2006). Фактический материал: XIII – разрезы (Соболев, 2008; Jensen et al., 2006; Larsen et al., 2006; Molodkov and Raukas, 1998): 1 – Лодья, 2 – Тоба, 3 – Койда, 4 – м. Абрамовский; XIV – скважины (Брынов и др., 1984; Соболев, 2008; Molodkov and Raukas, 1998): 5 – скв. 625, 6 – скв. 641-А, 7 – скв. 209, 8 – скв. 2; XV – разрезы, изученные авторами (см. рис. 3 и 4): 9 – Ершиха, 10 – Крашенный Камень, 11 – Ушеменский, 12 – Долгий мох, 13 – Высокая гора (“полосатики”).

Беломорско-Кулойское плато располагается в северной части Восточно-Европейской платформы и разделяет Двинский и Мезенский заливы Белого моря. Его побережье имеет собственные названия: Зимний берег занимает восточный фланг Двинского залива и юго-восточный берег пролива Горло, а Абрамовский берег – западный фланг Мезенского залива (см. рис. 1). Несмотря на относительную доступность территории плато и хорошую обнаженность берегов, проводившиеся геологические исследования охватывали в основном самые ранние этапы истории Земли. Здесь в Зимних горах (западная оконечность плато) в выходах коренных пород венда была описа-

на эдиакарская фауна, и ее исследования продолжают до сих пор. Исследования плейстоценовой истории региона проводились в рамках геолого-съемочных работ, результаты которых представлены в отчетах (Астафьев и др., 2012; Журавлев и др., 2012; Оборин и др., 1991; Станковский и др., 1980), и в рамках международного проекта QUEEN, но в последнем случае они затронули только северо-восточную оконечность плато, сосредоточившись в основном на полуострове Канин и по берегам Мезенского залива (Демидов и др., 2007; Jensen et al., 2006; Larsen et al., 2006).

Данные по позднеплейстоценовой истории Беломорско-Кулойского плато до последне-

го времени были весьма скудны: по состоянию исследований на начало 2020 г. имелось 4 разреза и 5 скважин, по которым в разные годы были получены биостратиграфические и/или геохронометрические данные (Zaretskaya et al., 2021). Это разрезы Лодьма, Това, Койда и м. Абрамовский (Соболев, 2008; Larsen et al., 2006; Molodkov, 2020; Molodkov, Raukas, 1998), и скважины 625, 641-А (Molodkov, 2020; Molodkov, Raukas, 1998), 209 Топкое и 216 Патракеевка (Брынов и др., 1981) на суше и скважина № 2 в Горле Белого моря (Соболев, 2008) (см. рис. 1, рис. 2). Анализ опубликованных по этим разрезам и скважинам данных позволил провести предварительное хроностратиграфическое расчленение поздненеоплейстоценового разреза побережья Беломорско-Кулойского плато (Зарецкая, Рыбалко, 2020). С одной стороны, на протяжении практически всего позднего неоплейстоцена реконструировались морские и прибрежно-морские обстановки осадконакопления вплоть до МИС 2 (Zaretskaya et al., 2021). С другой, по мнению участников европейской корреляционной программы QUEEN после окончания межледниковой бореальной трансгрессии в позднем неоплейстоцене Беломорско-Кулойское плато перекрывалось ледником в ранневалдайское время (МИС 5d–МИС 4), 90 тыс. лет назад (л. н.) (возможно) и 60 тыс. л. н. (уверенно) (Svendsen et al., 2004): ледник блокировал Горло Белого моря и на восток его граница проведена по приустьевым частям рр. Кулоя и Мезени и далее (см. рис. 1). Однако на гляциоморфологической карте России (Astakhov et al., 2016) граница ранневалдайского оледенения протянута из Печорской низменности, где она соответствует так называемой харбейской стадии и имеет возраст 90–80 тыс. лет. Далее граница продолжена на Беломорско-Кулойском плато, проведена на северо-запад по долине р. Майды, а далее на запад или юг она не прослеживается (см. рис. 1). Следы оледенения, имевшего место 60 тыс. л. н. (стадия Мархида), прослежены от низовьев Печоры до правобережья нижней Мезени (Astakhov et al., 2016). Кроме того, в этой части Беломорско-Кулойского плато реконструировано (Larsen et al., 2006) и почти сразу опровергнуто (Henriksen et al., 2008) оледенение с центром на Тиманском кряже и с возрастом 75–70 тыс. л. н., и с центром в Карско-Баренцевоморском регионе и с возрастом в 70–65 тыс. л. н. (Larsen et al., 2006) (см. рис. 1), за которым 60 тыс. л. н. последовала мезенская трансгрессия (Jensen et al., 2006). Во время МИС 2 территория перекрывалась Скандинавским ледником, сформировавшим комплекс сложно соотносящихся друг с другом ледниковых, ледниково-морских и водно-ледниковых осадков.

Исходя из имеющихся в настоящее время данных, многие вопросы поздненеоплейстоценовой истории региона пока остаются открытыми: это и

возраст, и амплитуда морских трансгрессий, граница и сам факт проникновения ранневалдайского оледенения на территорию Беломорско-Кулойского плато, восточная граница последнего оледенения и соотношение ледниковых, водно-ледниковых, ледниково-морских и морских отложений периода его деградации. Поэтому основной целью этой работы является корреляция имеющихся континентальных и морских палеоархивов для реконструкции основных палеогеографических этапов развития юго-восточного Беломорья в позднем неоплейстоцене.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для обобщения данных, имеющихся по Беломорско-Кулойскому плато, использовались в первую очередь фондовые материалы. Это результаты групповой геологической съемки и доизучения масштаба 1 : 200000 в Беломорско-Кулойском регионе Архангельской области (Архангельское территориально-геологическое управление, 1974–1980 гг.) и результаты геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 200000 Морской геолого-геофизической партии в Горле Белого моря (ГП “Архангельскгеология”, 1988–1991 гг.). Результаты выполнения геолого-съёмочных работ были впоследствии частично опубликованы (Брынов и др., 1981; Соболев, 2008). Также мы пользовались опубликованными результатами работ Юрасской ПСЭ (Архангельск), объяснительными записками к геологическим картам масштаба 1 : 1000000 (лист Q-38 Мезень и Q-37 Архангельск) (Астафьев и др., 2012; Журавлев и др., 2012) и данными, полученными в результате реализации проекта QUEEN (Jensen et al., 2006; Larsen et al., 2006).

Наши собственные данные были собраны в результате проведения полевых исследований 2020–21-х годов по Зимнему и Абрамовскому берегам Белого моря и последующей обработки полученных материалов (см. рис. 1). Полевые исследования включали в себя литостратиграфические описания разрезов (более 20), привязку литологических границ к шкале абсолютных высот и отбор образцов на ОСЛ- и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирование, а также на диатомовый и малакофаунистический анализы. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирование и диатомовый анализ результатов пока не дали, в том числе в силу тонкостенности раковин и плохой сохранности диатомей.

Образцы для датирования методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) были отобраны в светонепроницаемые пластиковые трубы и вскрыты в лаборатории ОСЛ ФГБУ “ВСЕГЕИ” под красным светом. Внешние 3–5 см породы с обоих концов труб использованы для гамма-спектрометрического анализа, а центральные части — для определения эквивалент-

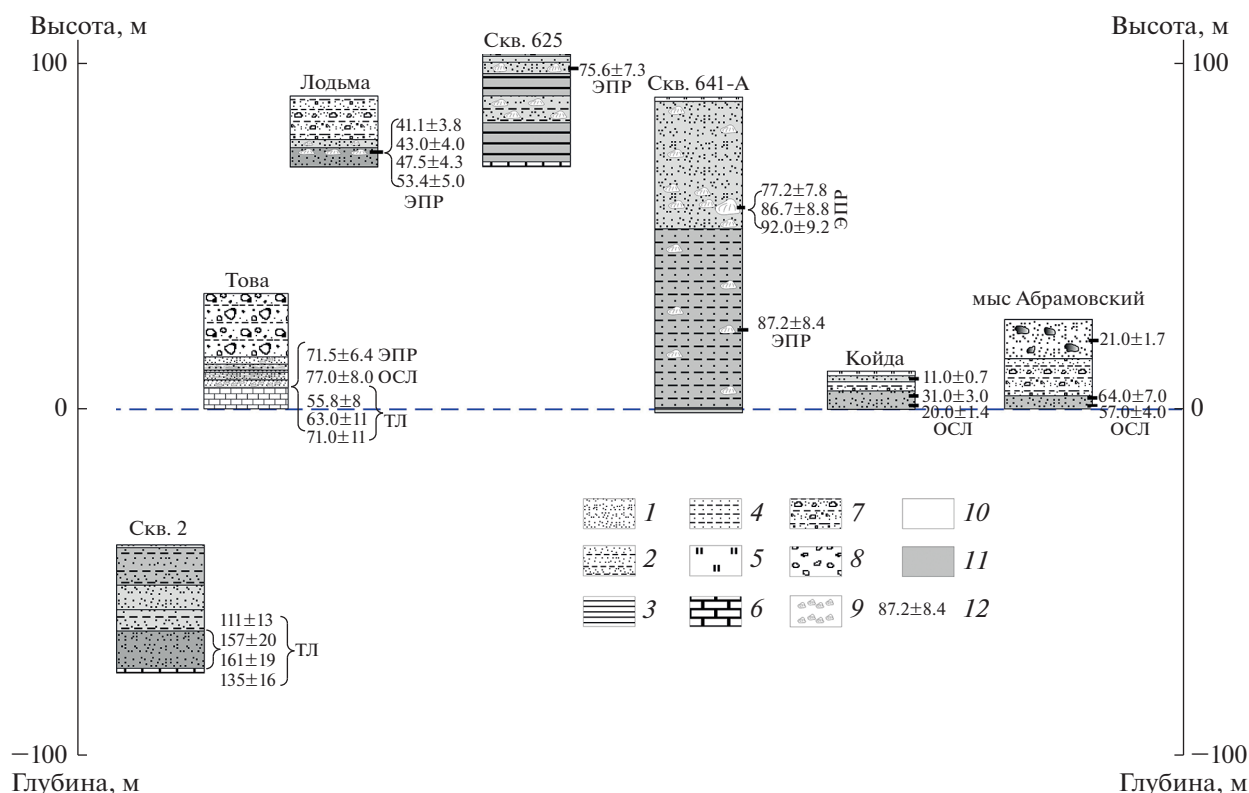


Рис. 2. Датированные разрезы и скважины верхнего неоплейстоцена Беломорско-Кулойского плато, по опубликованным данным (Соболев, 2008; Jensen et al., 2006; Larsen et al., 2006; Molodkov, 2020; Molodkov and Raukas, 1998).

1 – песок; 2 – песок оглиненный; 3 – глина; 4 – суглинок; 5 – торф; 6 – коренные породы; 7 – диамиктон; 8 – гравий и галька; 9 – раковины; 10 – континентальные отложения; 11 – морские отложения; 12 – даты (ОСЛ, ЭПР, ТЛ).

ных доз (D_e). Перед выполнением гамма-спектрометрического анализа пробы высушивались и герметизировались в пластиковых чашках Петри с помощью воска, после чего выдерживались в течение, по крайней мере, 20 дней (Murray et al., 2018) для установления радиоактивного равновесия между ^{226}Ra и продуктами его распада. Набор спектров производился на сверхнизкофоновом полупроводниковом гамма-спектрометре с детектором из особо чистого германия Canberra BE3825 в течение 24 ч для каждого образца.

Перед выполнением люминесцентного анализа пробы просеивались в проточной воде с выделением фракции 180–250 мкм. Подготовка зерен кварца выполнялась по стандартной методике (Wintle, 1997), включающей обработку перекисью водорода, соляной и плавиковой кислотами и сепарацию в тяжелой жидкости. Перед измерением D_e в каждом образце производилось измерение показателя ослабления ОСЛ после ИК-стимуляции (OSL IR depletion ratio) (Duller, 2003) для оценки чистоты кварца. Если измеренный показатель был меньше 0.9, проба дополнительно обрабатывалась плавиковой кислотой для удаления остатков полевых шпатов. Измерения ОСЛ выполнялись в навесках кварца, размещенных на

дисках из нержавеющей стали с использованием ТЛ/ОСЛ-ридера Risø (модель DA-20 C/D). Стимуляция люминесценции производилась синими светодиодами (470 нм, 100 мВт/см²), а детектирование выполнялось в УФ-диапазоне через оптический фильтр Hoya U-340 (Lapp et al., 2015). Для измерения значений D_e использовался SAR-протокол (Murray and Wintle, 2003).

Первичный анализ результатов измерений выполнялся в программе Analyst v4.57 (Duller, 2018). Чтобы максимизировать вклад быстрой компоненты в ОСЛ-сигнал, было использовано вычитание раннего фона (early background subtraction, Ballarini et al., 2007): исходный сигнал регистрировался в первые 0.32 с, а фон – в последующие 0.8 с. Итоговые D_e в пробах, представленные в табл. 1, рассчитывались как среднее арифметическое значений D_e в отдельных навесках зерен кварца. Для обнаружения выбросов использовалась диаграмма ящик с усами (диаграмма размаха) и коэффициент 1.5. Стандартные критерии исключения навесок, основанные на значениях рекуперации, показателя рециклинга (recycling ratio) и относительной погрешности измерения

применялись только при условии, что это оказывало заметный эффект на итоговое значение D_e .

Мощности дозы в бесконечной матрице рассчитывались на основании активностей радионуклидов, измеренных гамма-спектрометрическим методом, с использованием опубликованных коэффициентов преобразования (Liritzis et al., 2013). В мощности дозы введены необходимые поправки на влажность (Zimmerman, 1971), глубину травления плавиковой кислотой (Bell, 1979), размер зерен (Guérin et al., 2012) и космическое излучение (Prescott and Hutton, 1994). При расчетах влажность проб принималась за 95% от водонасыщения. ОСЛ-возрасты (см. табл. 1) рассчитаны как отношения эквивалентных доз к соответствующим мощностям дозы. Надежность полученных датировок по навескам зерен кварца подтверждается преобладанием в ОСЛ беломорского кварца быстрой компоненты, термальной стабильностью ОСЛ в диапазоне температур преднагрева 160–280°C и хорошими результатами тестов восстановления дозы.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Здесь мы представляем сводный разрез верхнечетвертичных отложений побережья Беломорско-Кулойского плато и проводим предварительные реконструкции обстановок осадконакопления в позднем неоплейстоцене. Также представлены первые результаты ОСЛ-датирования разрезов Зимнего берега со стороны Двинского залива.

В бассейне Белого моря и на его побережье хроностратиграфию позднего неоплейстоцена отражают микулинский горизонт (последнее межледниковье и начало раннего валдая) и валдайский надгоризонт, состоящий из подпорожского (нижний/ранний валдай), ленинградского (средний валдай) и ошастковского (верхний/поздний валдай) горизонтов (Решение ... , 1986; Korsakova, 2019; Zaretskaya et al., 2021).

На западном побережье Беломорско-Кулойского плато к **микулинскому горизонту** можно отнести слои как минимум в двух разрезах; возможно, его можно выделить и в разрезах юго-восточного берега Горла Белого моря. Наиболее полно отложения, слагающие микулинский горизонт, можно проследить в разрезе Ушемский (Зимний берег со стороны Двинского залива) (см. рис. 1, рис. 3). Здесь в подошве разреза вскрываются алевритистые темно-сизо-серые, иногда с буроватым оттенком глины, с редкими включениями обломочного материала гравийной и галечной размерности и раковинами двустворчатых моллюсков, относящихся к семействам Mytilidae и Astartidae. Подошва слоя не вскрывается (ниже уровня моря), кровля же очень неровная, и уровень ее меняется от 7.5 до 15 м над ур. м. Глины

перекрываются светло-серой песчаной толщей мощностью 7 м, состоящей из серии пачек песка разной размерности и слоистости. В нижней части слоя залегает крупно-грубозернистый песок с гравием, галькой и мелкими обломками раковин, который затем сменяется пачками песка тонко-мелкозернистого неслоистого, мелкозернистого горизонтально слоистого, тонкозернистого со слоистостью типа “знаки ряби” и “хребет селедки” и с линзами гравия. Также в этой толще встречаются прослои с линзовидным переслаиванием тонкозернистого песка и алеврита. Из нижней части толщи получена ОСЛ дата 138 ± 19 тыс. л. н. (RGI-0737), из верхней — 104 ± 9 тыс. л. н. (RGI-0738) (см. табл. 1). Песчаная толща перекрыта диамиктоном, представляющим собой плотный средний бурый суглинок с большим количеством обломочного материала диаметром до 1 м; в подошве диамиктона видны линзы песка, захваченного из нижележащего горизонта.

Также к микулинскому горизонту можно отнести слои нижней части разреза Ершиха: здесь нижние 7 м сложены переслаивающимися красновато-бурными тонкозернистыми песками и алевритами (толщина пар от 1–2 до 10 см) с более мощными (до 40 см) прослоями розоватого песка со знаками ряби. По образцу из прослоя песка была получена ОСЛ-дата 118 ± 15 тыс. л. н. (RGI-0580). Нижняя граница слоя не вскрывается, верхняя — эрозионная: слой с размывом перекрывается галечно-валунным материалом (диаметром до 30 см) с заполнителем из грубозернистого песка и гравия; происхождение этой толщи нам пока не ясно.

Подпорожский горизонт в разрезах побережья Беломорско-Кулойского плато представлен двойной пачкой отложений: в подошве слоя вскрываются буро-коричневые глины с тонкими прослоями тонкозернистого песка (прослежены в разрезах Абрамовского берега), переходящие в светло-серые или бежевые пески с горизонтальной, наклонной или косой слоистостью, преимущественно средне- и мелкозернистые, с прослоями грубозернистого песка и гравия, в которых встречаются обильные обломки раковин и целые раковины двустворчатых моллюсков (прослежены по всему периметру Беломорско-Кулойского плато). Мощность глин достигает первых метров, песка — первых десятков метров. Для этой толщи ранее были получены термолюминесцентные, ОСЛ- и ЭПР-даты в интервале 77–52 тыс. л. н. (Соболев, 2008; Jensen et al., 2006; Molodkov, 2020; Zaretskaya et al., 2021). Нами эта толща была прослежена и в разрезах Зимнего берега со стороны Двинского залива, в разрезах Крашенный Камень и Долгий Мох (см. рис. 1 и 3, табл. 1). В разрезе Крашенный Камень на буровато-сером диамиктоне с оглаженным обломочным материалом размерностью до мелких валунов и линзами тонкозернистого песка с размывом залегает 5-метровая

Таблица 1. Результаты OSL-датирования образцов четвертичных отложений по зернам кварца песчаной фракции (180–250 мкм) с использованием протокола измерения эквивалентной дозы SAR

№ Полевой №	Разрез	Лабораторный №	Глубина, м	Влажность, %	n	Удельная активность, Бк/кг				Мощность дозы, Гр/тыс. лет	Эквивалентная доза, Гр	OSL-возраст, тыс. л. н.
						^{238}U	^{226}Ra	^{232}Th	^{40}K			
1	1192-7	Ершиха	5.0	26 ± 5	12	12 ± 2	9.1 ± 0.2	10.2 ± 0.3	479 ± 24	1.51 ± 0.07	35 ± 3	23 ± 2
2	1192-16	Ершиха	21.3	24 ± 5	16	9 ± 2	8.6 ± 0.2	10.6 ± 0.3	480 ± 23	1.47 ± 0.07	49 ± 7	34 ± 5
3	1192-18	Ершиха	28.4	24 ± 5	17	8 ± 2	8.4 ± 0.2	9.7 ± 0.2	491 ± 23	1.47 ± 0.07	173 ± 20	118 ± 15
4	1197-8	Крашенный Камень	15.3	24 ± 5	18	12 ± 2	11.4 ± 0.3	12.7 ± 0.3	557 ± 27	1.74 ± 0.08	106 ± 14	61 ± 9
5	1198-9	Крашенный Камень	7.4	33 ± 5	16	13 ± 3	11.1 ± 0.3	13.1 ± 0.3	556 ± 26	1.66 ± 0.08	23.7 ± 1.5	14.3 ± 1.1
6	1198-11	Крашенный Камень	10.9	24 ± 5	16	8.5 ± 1.6	10.3 ± 0.3	12.8 ± 0.3	519 ± 24	1.62 ± 0.07	62 ± 6	38 ± 4
7	1201-1	Долгий Мох	8.9	23 ± 5	17	4.5 ± 0.9	4.05 ± 0.14	3.00 ± 0.15	269 ± 13	0.84 ± 0.04	47 ± 3	56 ± 4
8	1201-18	Долгий Мох	16.2	27 ± 5	16	3.5 ± 0.8	3.65 ± 0.14	3.13 ± 0.12	281 ± 14	0.80 ± 0.04	42 ± 3	52 ± 4
9	873/1089 -1	Ущеменский	14.4	20 ± 5	12	5.5 ± 1.1	5.7 ± 0.2	6.0 ± 0.2	448 ± 21	1.34 ± 0.07	185 ± 23	138 ± 19
10	873/1089 -4	Ущеменский	9.3	22 ± 5	11	4.8 ± 1.0	5.5 ± 0.2	5.3 ± 0.2	398 ± 19	1.21 ± 0.06	126 ± 9	104 ± 9

Примечания: n – количество навесок, по которым рассчитана эквивалентная доза. Погрешности измерений соответствуют доверительному интервалу 1 σ .

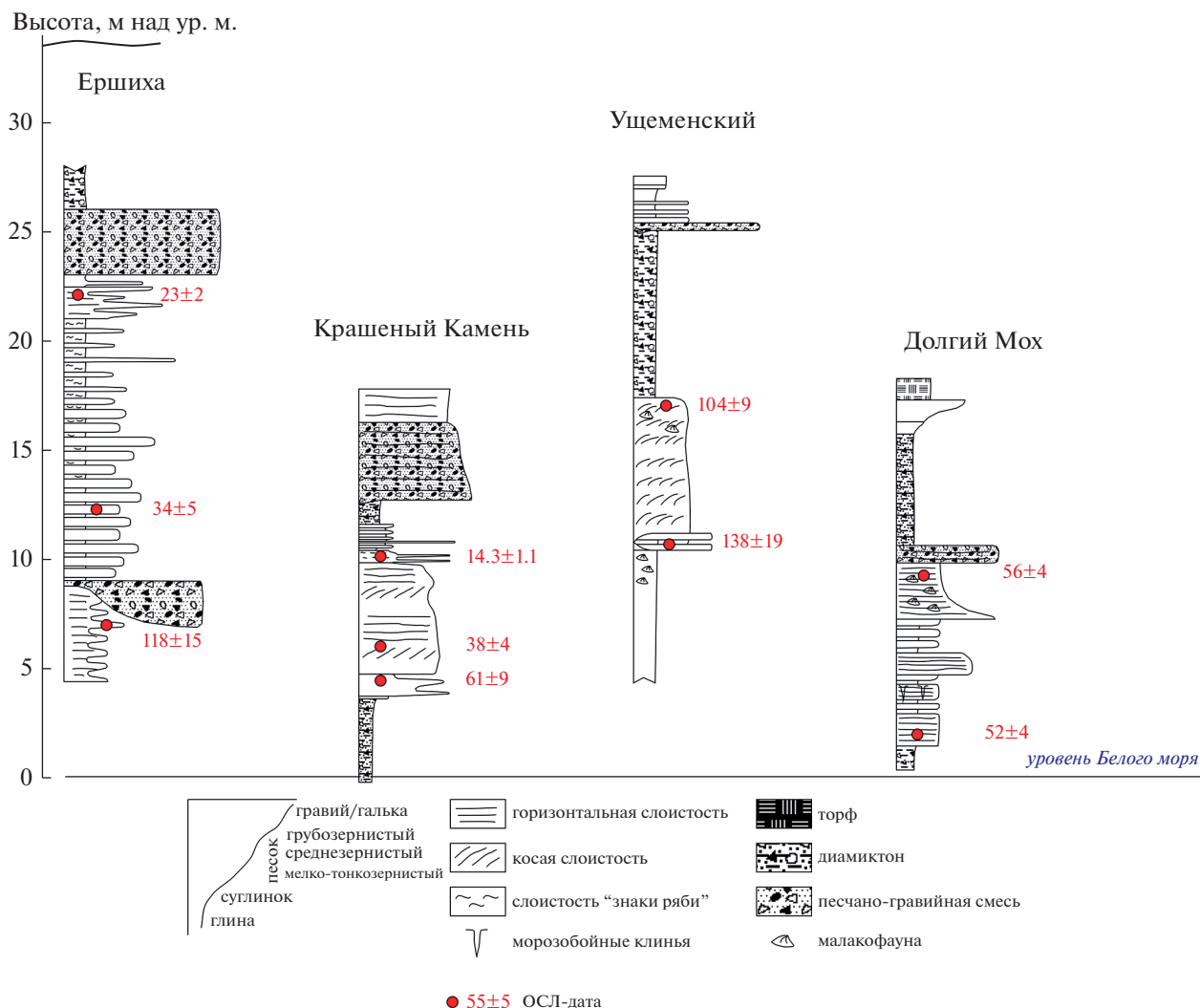


Рис. 3. Разрезы Зимнего берега Белого моря (восточное крыло Двинского залива), изученные авторами (местоположение см. на рис. 1).

песчаная толща, состоящая из переслаивающихся прослоев тонкозернистого песка со знаками ряби и разнозернистого песка с линзами гравия и горизонтальной и наклонной слоистостью. Для этого слоя была получена ОСЛ дата 61 ± 9 тыс. л. н. (RGI-0579) (Zaretskaya et al., 2022) (см. табл. 1). В разрезе Долгий Мох эта толща (мощностью 7 м) представлена чередованием тонкозернистого горизонтально-слоистого песка с линзами гравия и гальки, с крупно-грубозернистым песком с фрагментами раковин бореально-арктической малакофауны *Ciliatocardium ciliatum* (Fabricius, 1780) и *Buccinum* sp. Для этой толщи были получены ОСЛ-даты 52 ± 4 тыс. л. н. (RGI-0583) и 56 ± 4 тыс. л. н. (RGI-0586) (Zaretskaya et al., 2022) (см. табл. 1).

Также во время работ по Зимнему берегу вдоль юго-восточного берега Горла мы обнаружили и описали геологические тела невыясненного пока генезиса (рис. 4). Они встречаются от устья р. Ру-

чьи до м. Толстый Нос, и представляют собой "линзовидные" тела длиной до 500 м и мощностью до 25 м, сложенные переслаивающимися тонкозернистым песком и алевритом, зачастую переходящим в глинистый алеврит ("полосатик"). Мощность прослоев как тех, так и других осадков варьирует от долей миллиметра до первых десятков сантиметров. В некоторых их пачках прослеживаются знаки ряби. В нижней части толщи слои могут быть смяты в небольшие складки-флексур, также встречаются небольшие "диапиры". Эти тела залегают стратиграфически выше отложений мезенской трансгрессии и возможно формировались уже во время изотопной стадии 3 (ленинградский горизонт). Их возраст и генезис пока под большим вопросом, но можно предположить, что эти локальные образования являются дельтовыми отложениями в устьях небольших рек.

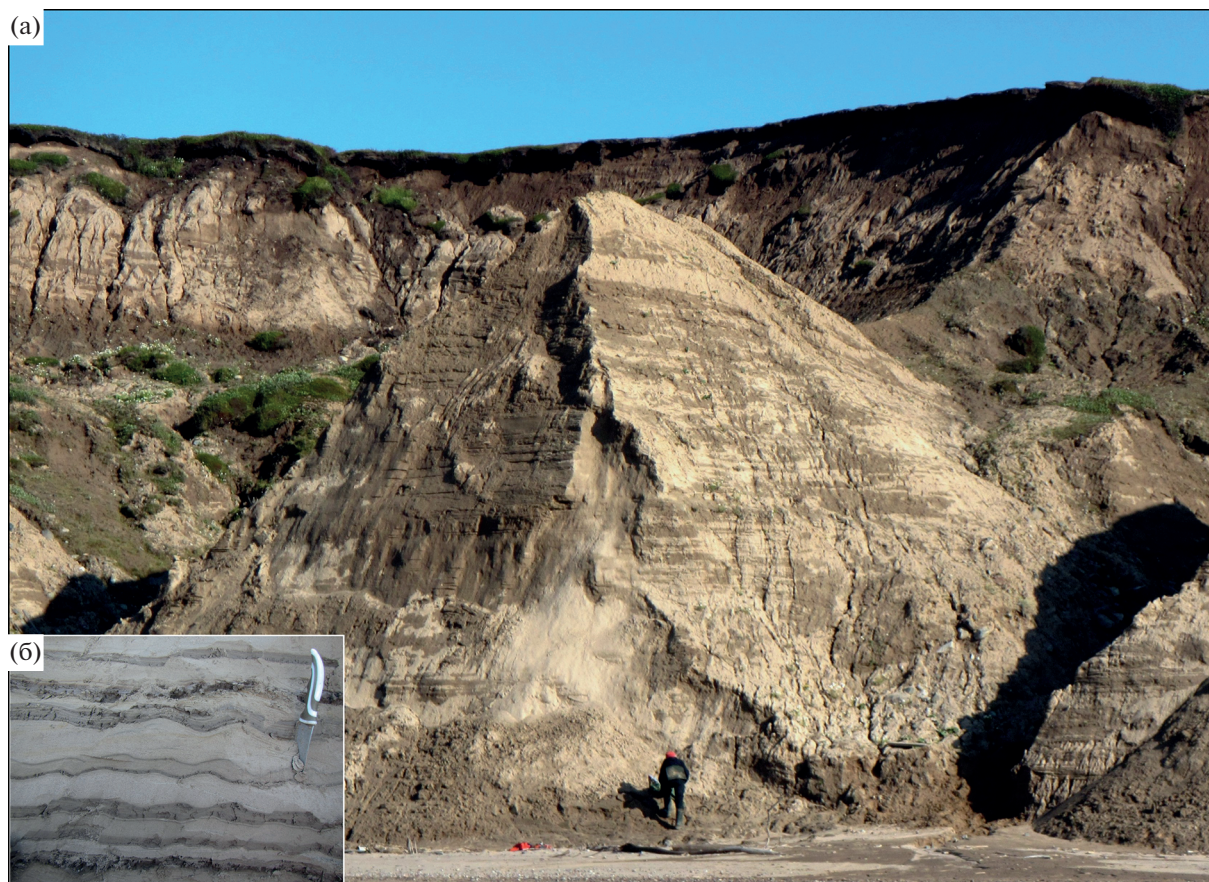


Рис. 4. “Полосатики” — слоистые геологические тела Зимнего берега Белого моря: (а) общий вид разреза у устья р. Ручьи (местоположение см. на рис. 1, № 13), сложенного переслаивающимися тонкозернистым песком и алевроитом; (б) фрагмент разреза: видна волнистая слоистость, знаки ряби и микросбросы.

Также к ленинградскому горизонту могут относиться слои, вскрытые в средних частях разрезов Ершиха и Крашениный Камень (см. рис. 3). Они представлены переслаиванием песка и алевроита, иногда алевроитистой глины, с невыдержанными прослоями песка с гравием, галькой и валунами. Для этой толщи были получены ОSL-даты в диапазоне 39–34 тыс. л. н. (см. рис. 3 и табл. 1). Генезис этой толщи пока не выяснен.

Осташковский горизонт на территории Беломорско-Кулойского плато повсеместно лежит в кровле стратиграфической последовательности верхнего неоплейстоцена (Станковский и др., 1980) и включает осадки ледникового парагенетического ряда, сформировавшиеся, в основном, во время последнего Скандинавского оледенения и на разных стадиях его деградации. Морена последнего оледенения прослежена нами на всем протяжении Зимнего и Абрамовского берегов, и представлена диамиктоном в основном коричневого цвета, для крупнообломочной фракции которого характерны, помимо скандинавских, местные породы рифея–венда, в том числе отторженцы характерного ядовито-синего цвета.

Мощность ледниковых и водно-ледниковых отложений изменяется от 18–20 м в западной части исследованного района, где абразионный берег вскрывает строение гряд и холмов, до 1–2 м в восточной части. По флювиогляциальным отложениям, подстилающим морену в разрезе Ершиха (см. рис. 3 и табл. 1), была получена ОSL-дата 23 ± 2 тыс. л. н. (RGI-0578). Отложения стадий деградации последнего ледника отмечены на побережье Двинского залива в пределах Зимнего берега. Здесь в разрезе Крашениный Камень по флювиогляциальным отложениям была получена ОSL-дата 15.2 ± 1.4 тыс. л. н. (RGI-0590) (Zaretskaya et al., 2022). В разрезе на м. Абрамовский по водно-ледниковым пескам ранее была получена ОSL-дата 21 тыс. л. н. (Larsen et al., 2006).

К **осташковскому горизонту** также относятся отложения позднеледниковой трансгрессии Белого моря, возраст которой пока точно не установлен и начало которой оценивается в 13800–12400 кал. л. н. (Колька и др., 2005, 2012).

ОБСУЖДЕНИЕ

Новые данные, полученные в результате проведения полевых исследований и обработки материалов, сопоставленные с фондовыми и ранее опубликованными, позволили составить сводную схему верхнечетвертичных отложений и провести предварительные палеогеографические реконструкции для побережья Беломорско-Кулойского плато и юго-восточного Беломорья в позднем неоплейстоцене (рис. 5).

Реконструируемая история региона начинается с последнего (микулинского) межледникового, которое рассматривается во всем объеме МИС 5 и во время которого в Белом море происходили последовательно бореальная трансгрессия (синхронная МИС 5e), оставившая по себе отложения с характерным составом малакофауны (Девятова, 1982; Grosfjeld et al., 2006), и беломорская трансгрессия с меньшей амплитудой и более холодно-водная (Korsakova, 2019). По данным геологической съемки уровень подошвы отложений бореальной трансгрессии колеблется в больших пределах — от –68 до +168 м относительно современного уровня моря при максимальной мощности осадков 65 м, что по мнению авторов отчетов (Оборин и др., 1991; Станковский и др., 1980) объясняется тектоническими факторами. В Горле Белого моря, по данным бурения, отложения бореальной трансгрессии залегают непосредственно на поверхности коренных пород (Оборин и др., 1991; Соболев, 2008) (см. рис. 2), а на Беломорско-Кулойском плато — на глубинах 95–50 и 40–8 м на московской морене (Брынов и др., 1981). Геохронометрические и спорово-пыльцевые данные были получены для разреза Затон в низовьях р. Мезень: для слоев с преобладанием пыльцы дуба и лещины были получены ЭПР-даты в диапазоне 120–105 тыс. л. н. (Molodkov, 2020).

В изученных нами разрезах отложения, которые мы можем соотнести с бореальной трансгрессией в разрезах Ершиха и Ушемский, свидетельствуют о морских и прибрежно-морских обстановках. По-видимому, глины в нижней части разреза Ушемский откладывались на ранней стадии бореальной трансгрессии, которая в Белом море отличалась резким подъемом уровня воды в условиях холодного послеледникового климата (аналог мариногляциальной фазы мгинского моря, выделенной Е.А. Черемисиновой (1959)), что маркируется отсутствием теплолюбивых видов моллюсков (Брынов и др., 1981); наоборот, небольшие размеры раковин *Astartidae* указывают на условия холоднее современных. Накопление песчаной толщи происходило, по-видимому, уже на стадии регрессии, когда при переходе “через береговую линию” часть осадков глубоководной фации была размыва и в прибрежной обстановке (подводный береговой склон,

пляж) накапливались пески. Толща, слагающая нижнюю часть разреза Ершиха, могла накапливаться в условиях внешнего подводного склона дельты небольшой реки, впадавшей в то время в Белое море.

Также, возможно, к микулинскому горизонту относится толща, которая была прослежена нами вдоль Зимнего берега (со стороны Горла) от устья р. Ручьи практически до м. Воронов (см. рис. 1). Толща залегает в нижних частях разрезов и представлена алевритистыми глинами темно-серого (почти черного) цвета, обычно с мелкими обломками раковин (неопределимых), иногда — с окатанным обломочным материалом гравийно-галечной, реже мелковалунной размерности, и перекрыта с разрывом песками мезенской трансгрессии, возраст которой определен в 60 тыс. л. н. (Jensen et al., 2006). По мнению авторов, эта толща могла сформироваться в обстановке холодного сильно ледовитого моря, перекрытого северо-восточнее Карско-Баренцевоморским оледенением. Граница ледника возможно находилась в Мезенском заливе или Воронке Белого моря. Обломочный материал, встречающийся “гнездами”, мог отложиться в результате айсбергового разноса. По-видимому, именно эта толща в устье р. Майда послужила поводом для проведения в этом месте границы ранневалдайского оледенения (Astakhov et al., 2016; Svendsen et al., 2004), а западнее и южнее она ранее прослежена не была.

С беломорской трансгрессией, возраст которой оценивают в 100–80–70 тыс. л. н. (Korsakova, 2019), в пределах Беломорско-Кулойского плато можно соотнести слои в скважинах 641-А и 625 (Molodkov, Raukas, 1998) (см. рис. 2) и в разрезе Затон (Molodkov, 2020) в интервале 92–77 тыс. л. н. Следы беломорской трансгрессии в обнажениях Зимнего берега (со стороны Горла) может быть темно-серая толща в нижней части разрезов; об амплитуде трансгрессии судить пока рано.

Вторая половина раннего валдая (МИС 4, 71–57 тыс. л. н.) является самым “проблемным” временным интервалом в юго-восточном Беломорье из-за обилия противоречивых реконструкций конфигурации ледниковых щитов (Astakhov et al., 2016; Henriksen et al., 2008; Larsen et al., 2006; Svendsen et al., 2004) (см. рис. 1). С другой стороны, по данным бурения в Горле Белого моря и на его южном побережье ледниковых отложений, стратиграфически могущих соответствовать раннему валдаю, обнаружено не было, и выдвигалось предположение об обстановках перигляциальной субарктической равнины по берегам Горла (Оборин и др., 1991; Соболев, 2008). Результаты наших исследований не противоречат этим выводам. Толща, прослеженная нами в разрезах Абрамовского и Зимнего берегов и датированная в разрезах Крашенный Камень и Долгий Мох, по литоло-

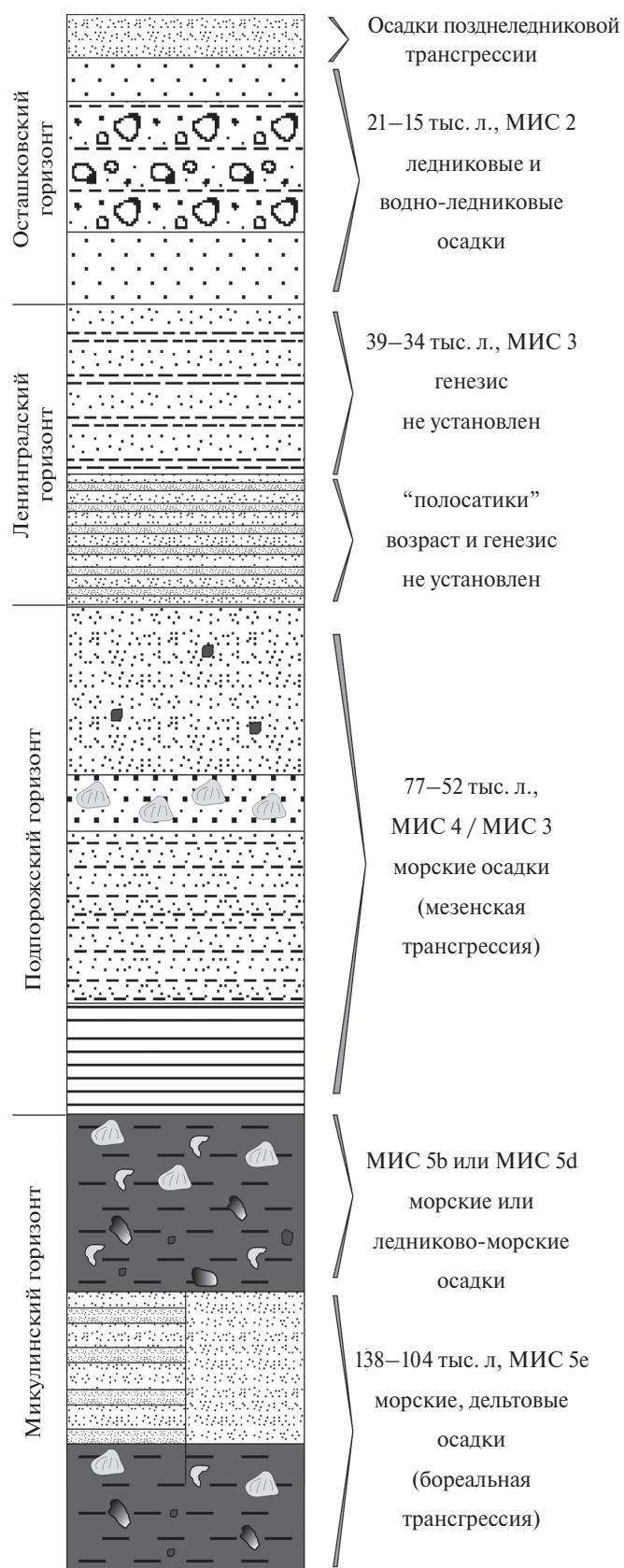


Рис. 5. Сводная схема строения разрезов верхнего неоплейстоцена юго-восточного Беломорья. Условные обозначения см. на рис. 2.

гическому и малакофаунистическому составу, а также стратиграфическому положению коррелирует с отложениями мезенской трансгрессии (Zaretetskaya et al., 2022). Эта трансгрессия была выделена в разрезах Чешской губы и Мезенского залива, ее возраст оценивается в 60 тыс. л. н., однако диапазон полученных для ее отложений дат гораздо шире и лежит в промежутке 70–50 тыс. л. н. (Jensen et al., 2006). По-видимому, трансгрессия началась во второй половине раннего валдая в результате деградации оледенения в Карско-Баренцевоморском регионе и продолжалась и в среднем валдае; ее отложения прослеживаются по всему побережью Беломорско-Кулойского плато, а также в Горле Белого моря (Оборин и др., 1991).

Касательно обстановок в конце средневалдайского интерстадиала, в том числе о времени падения уровня моря по завершении мезенской трансгрессии, данных пока практически нет. По данным различных палеоархивов это был безледный период с климатом холоднее современного (Helmens, 2014), уровень моря мог сохраняться на современных отметках.

В поздневалдайское время (вторая половина МИС 2) территория Беломорско-Кулойского плато практически полностью была покрыта Скандинавским ледником (Demidov et al., 2006), который сыграл определяющую рельефообразующую роль как на всем побережье юго-восточного Беломорья, так и в моделировке дна пролива Горло (Оборин и др., 1991). Отложения максимальной стадии (морена и флювиогляциальные отложения) были прослежены нами до м. Харин Нос (устье р. Кулой), где они уже практически сходят на нет. Граница невской стадии деградации оледенения по реконструкции Демидова с соавторами (Demidov et al., 2006) проходит вдоль всего массива Зимних гор на северо-восток и отворачивает на север в районе м. Инцы; это подтверждается и исследованиями в проливе Горло (Оборин и др., 1991), и нашими пока еще немногочисленными данными.

В конце МИС 2 произошла первая постгляциальная трансгрессия Белого моря. По данным геологического картирования (Станковский и др., 1980) и по результатам наших исследований (Репкина и др., 2017, 2019) максимальный уровень распространения отложений позднеледниковой трансгрессии — 20 м над современным уровнем моря. Они распространены в палеозаливах и палеопроливах по Зимнему берегу и представлены горизонтально залегающими сизо-серыми алевроитами, суглинками и глинами, накопившимися в затишных условиях (Репкина и др., 2017, 2019). Согласно данным геологического картирования, по Абрамовскому берегу осадки позднеледниковой трансгрессии плащом облекают поверхность ледниковых отложений (Станковский и др., 1980).

Осадки представлены светло-серыми и бежевыми мелко-тонкозернистыми песками с горизонтальной слоистостью и знаками ряби. Ранее для отложений позднеледниковой трансгрессии в устье р. Койда была получена ОСЛ дата 11.4 ± 0.7 тыс. л. н. (Demidov et al., 2006) (см. рис. 2), хотя здесь эти отложения интерпретируются как озерные; последнее нуждается в проверке.

Следует отметить, что наиболее полные позднечетвертичные разрезы вскрываются в разрезах Зимнего берега (как по восточному берегу Двинского залива, так и по юго-восточному берегу пролива Горло), сильно сокращаясь на Абрамовском берегу, где на глинах и песках мезенской трансгрессии лежат отложения максимальной стадии последнего оледенения. Можно предположить, что Абрамовский берег, в отличие от Зимнего, в новейшее время испытывает меньшее по скорости и амплитуде гляциоизостатическое поднятие.

ВЫВОДЫ

На основании полученных аналитических данных, полевых исследований и анализа опубликованных и фондовых материалов можно сделать предварительные выводы о соотношении ледниковых и морских палеообстановок в юго-восточном Беломорье в позднечетвертичное время. По нашим данным и по данным, полученным для разрезов Кольского полуострова (Korsakova, 2019), можно заключить, что бореальная трансгрессия в Белом море началась порядка 140–136 тыс. л. н., и в дальнейшем на протяжении почти всего позднего неоплейстоцена (кроме максимальной стадии последнего Скандинавского оледенения) в пределах юго-восточного Беломорья доминировали морские обстановки осадконакопления. Множественность оледенений в ранневалдайское время пока представляется сомнительной и не соответствует полученным литологическим и геохронологическим данным. Абрамовский берег в отличие от Зимнего в новейшее время испытывает меньшее по скорости и амплитуде гляциоизостатическое поднятие.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-05-00613) и в рамках ГЗ ИГ РАН FMWS-2019-0008 и ГЗ ГИН РАН.

FUNDING

This research became possible due to financial support of the Russian Foundation for Basic Research (project no. 20-05-00613) and within the framework of the State Assignment of IGRAS FMWS-2019-0008 and the State Assignment of GIN RAS.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астафьев Б.Ю., Богданов Ю.Б., Воинова О.А., Воинов А.С., Журавлев В.А., Ногина М.Ю., Парамонова М.С., Пешкова И.Н., Поляков А.А., Рыбалко А.Е., Солонина С.Ф., Семенова Л.Р., Суриков С.Н., Шаров Н.В., Шкарубо С.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Балтийская. Л. Q-37 — Архангельск. Объяснительная записка. СПб.: Карт. ф-ка ВСЕГЕИ, 2012. 302 с.
- Брынов О.П., Мияскин С.В., Станковский А.Ф. Комплексы фораминифер верхнего плейстоцена Зимнего берега Белого моря // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1981. № 51. С. 139—142.
- Деяткова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и Карелии. Петрозаводск: АН СССР, Карельский фил., Ин-т геологии, 1982. 156 с.
- Демидов И.Н., Ларсен Э., Кйер К.Х., Хоумарк-Нильсен М. Стратиграфия верхнего плейстоцена южной части Беломорского бассейна // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30—31. С. 179—190.
- Журавлев В.А., Куприн В.Ф., Лукьянова Л.И., Парамонова М.С., Пешкова И.Н., Рыбалко А.Е., Семенова Л.Р., Солонина С.Ф., Суриков С.Н., Чернова И.В., Чуйко М.А., Шаров Н.В., Шкарубо С.И., Якобсон К.Э. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Мезенская. Л. Q-38 — Мезень. Объяснительная записка. СПб.: Карт. ф-ка ВСЕГЕИ, 2012. 311 с.
- Зарецкая Н.Е., Рыбалко А.Е. Хроностратиграфия позднего неоплейстоцена юго-восточного Прибеломорья: обзор имеющихся данных // Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена: Материалы Всерос. конф. с междунар. участием “Марковские чтения 2020 года” / отв. ред. Н.С. Болиховская, Т.С. Ключиткина, Т.А. Янина. М.: Географический ф-тет МГУ, 2020. С. 134—139.
- Колька В.В., Евзеров В.Я., Меллер Я., Корнер Д. Последлениковые гляциоизостатические движения на Северо-Востоке Балтийского щита / Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 15—25.
- Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б., Арсланов Х.А. Перемещение береговой линии Белого моря и гляциоизостатическое поднятие суши в голоцене (район поселка Кузема, Северная Карелия) // ДАН. 2012. Т. 442. № 2. С. 263—267.
- Наумов А.Д. Двустворчатые моллюски Белого моря. Опыт эколого-фаунистического анализа. СПб.: Зоологический ин-т РАН, 2006. 367 с.
- Оборин С.В., Шукин И.А., Соболев В.М. Геологическое строение и полезные ископаемые Горла Белого моря / Отчет Морской геолого-геофизической партии о результатах геолого-съемочных работ масштаба 1 : 200000, проведенных в 1988—1991 годах. Новодвинск: ГП “Архангельское геология”, 1991.
- Репкина Т.Ю., Шилова О.С., Зарецкая Н.Е., Садков С.А., Кунгаа М.Ч. Развитие Зимнего берега Белого моря в позднеленинское — голоцене по данным диатомового и радиоуглеродного анализов и георадарного зондирования // Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа: Материалы науч. конф. памяти П.А. Каплина. М.: Географический ф-т МГУ, 2017. С. 121—124.
- 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. <https://doi.org/10.24411/2687-1092-2019-10621>
- Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы с региональными стратиграфическими схемами. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 157 с.
- 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.
- 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.
- Черемисинова Е.А. Палеогеография мгинского моря (на основе данных диатомового анализа) // ДАН СССР. 1959. Т. 129. № 2. С. 416—419.
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. Glaciomorphological Map of the Russian Federation // Quat. Int. 2016. Vol. 420. P. 4—14. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Ballarini M., Wallinga J., Wintle A.G., Bos A.J.J. A modified SAR protocol for optical dating of individual grains from young quartz samples // Radiation Measurements. 2007. Vol. 42. Iss. 3. P. 360—369. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2006.12.016>
- Bell W.T. Attenuation factors for the absorbed radiation dose in quartz inclusions for thermoluminescence dating // Ancient TL. 1979. № 8. P. 2—13.
- Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjær K.H., Larsen E. The last Scandinavian Ice Sheet in Northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics // Boreas. 2006. Vol. 35. Iss. 3. P. 425—433.
- Duller G.A.T. Analyst v4.57 User Manual. Aberystwyth: Aberystwyth Univ., Aberystwyth Luminescence Res. Laboratory, 2018. 111 p.
- Duller G.A.T. Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements // Radiation Measurements. 2003. Vol. 37. Iss. 2. P. 161—165. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(02\)00170-1](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(02)00170-1)
- Grosfeld K., Funder S., Seidenkrantz M.-S., Glaister K. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia // Boreas. 2006. Vol. 35. Iss. 3. P. 493—520. <https://doi.org/10.1080/03009480600781917>
- Guérin G., Mercier N., Nathan R., Adamiec G., Lefrais Y. On the use of the infinite matrix assumption and associated concepts: A critical review // Radiation Measurements.

2012. Vol. 47. Iss. 9. P. 778–785.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.04.004>
- Helmens K.F.* The last Interglacial–Glacial cycle (MIS 5–2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe // *Quat. Sci. Rev.* 2014. Vol. 86. P. 115–143.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.12.012>
- Henriksen M., Mangerud J., Mantioukhov A., Murray A.S., Paus A., Svendsen J.I.* Intriguing climatic shifts in a 90 kyr old lake record from northern Russia // *Boreas*. 2008. Vol. 37. Iss. 1. P. 20–37.
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.00007.x>
- Jensen M., Larsen E., Demidov I.N., Funder S., Kjær K.H.* Depositional environments and sea-level changes deduced from Middle Weichselian tidally influenced sediments, Arkhangelsk region, northwestern Russia // *Boreas*. 2006. Vol. 35. Iss. 3. P. 521–538.
<https://doi.org/10.1080/03009480600781941>
- Korsakova O.P.* Formal stratigraphy of the Neopleistocene (Middle and Upper/Late Pleistocene) in the Kola region, NW Russia // *Quat. Int.* 2019. Vol. 534. P. 42–59.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.007>
- Lapp T., Kook M., Murray A.S., Thomsen K.J., Buylaert J.-P., Jain M.* A new luminescence detection and stimulation head for the Risø TL/OSL reader // *Radiation Measurements*. 2015. Vol. 81. P. 178–184.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2015.02.001>
- Larsen E., Kjær K.H., Demidov I.N., Funder S., Grøsfjeld K., Houmark-Nielsen M., Jensen M., Linge H., Lyså A.* Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia // *Boreas*. 2006. Vol. 35. Iss. 3. P. 394–424.
<https://doi.org/10.1080/03009480600781958>
- Liritzis I., Stamoulis K., Papachristodoulou C., Ioannides K.* A re-evaluation of radiation dose-rate conversion factors // *Mediterranean Archaeol. and Archaeom.* 2013. Vol. 13. Iss. 3. P. 1–13.
- Molodkov A.N.* The Late Pleistocene palaeoenvironmental evolution in Northern Eurasia through the prism of the mollusc shell-based ESR dating evidence // *Quat. Int.* 2020. Vol. 556. P. 180–197.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.05.031>
- Molodkov A., Raukas A.* ESR age of the Late Pleistocene transgressions in the eastern part of the White Sea coast // *Geologija*. 1998. Vol. 25. P. 62–69.
- Murray A.S., Helsted L.M., Autzen M., Jain M., Buylaert J.-P.* Measurement of natural radioactivity: Calibration and performance of a high-resolution gamma spectrometry facility // *Radiation Measurements*. 2018. Vol. 120. P. 215–220.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2018.04.006>
- Murray A.S., Wintle A.G.* The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability // *Radiation Measurements*. 2003. Vol. 37. Iss. 4–5. P. 377–381.
[https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(03\)00053-2](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00053-2)
- Prescott J.R., Hutton J.T.* Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations // *Radiation Measurements*. 1994. Vol. 23. Iss. 2–3. P. 497–500.
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al.* Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // *Quat. Sci. Rev.* 2004. Vol. 23. Iss. 11–13. P. 1229–1271.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>
- Wintle A.G.* Luminescence dating: laboratory procedures and protocols // *Radiation Measurements*. 1997. Vol. 27. Iss. 5–6. P. 769–817.
- Zaretskaya N.E., Korsakova O.P., Molodkov A.N., Ruchkin M.S., Baranov D.V., Rybalko A.E., Lugovoy N.N., Merkuliev A.N.* Early Middle Weichselian in the White Sea and adjacent areas: Chronology, stratigraphy and palaeoenvironments // *Quat. Int.* 2022. Vol. 632. P. 65–78.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.10.057>
- Zaretskaya N.E., Rybalko A.E., Repkina T.Yu., Shilova O.S., Krylov A.V.* Late Pleistocene in the southeastern White Sea and adjacent areas (Arkhangelsk region, Russia): Stratigraphy and palaeoenvironments // *Quat. Int.* 2021. Vol. 605–606. P. 126–141.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.05.007>
- Zimmerman D.W.* Thermoluminescence dating using fine grains from pottery // *Archaeometry*. 1971. Vol. 13. P. 29–52.

The Southeastern White Sea Coast in the Late Pleistocene

N. E. Zaretskaya^{1, 2, *}, D. V. Baranov¹, M. V. Ruchkin^{3, 4}, and N. N. Lugovoy^{1, 5}

¹*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

²*Geological Institute RAS, Moscow, Russia*

³*Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russia*

⁴*Institute of Earth Sciences, St. Petersburg University, St. Petersburg, Russia*

⁵*Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

*e-mail: n_zaretskaya@inbox.ru

We present a composite section of the Upper Quaternary sediment beds and preliminary reconstructions of the Late Pleistocene sedimentation environments in the southeastern White Sea Region, obtained as a result of field and analytical research on the coast of the Kuloi Plateau, generalization of published evidence and geological survey reports, together with correlation of existing continental and marine palaeoarchives. The studies included lithostratigraphic descriptions of sediment sections, linking lithological boundaries to the absolute heights, diatom and malacofaunistic analyses, and OSL dating of deposits. Until now, many ques-

tions of the Late Pleistocene history of the region remained open: the age and amplitude of marine transgressions, the boundary and the very fact of the penetration of the Early Valdai glaciation into the territory of the Kuloi Plateau, the eastern boundary of the last glaciation and the distribution of glacial, glaciofluvial, glaciomarine and marine deposits accumulated during the period of its degradation. On the basis of the obtained data, preliminary conclusions were made concerning the relationship between glacial and marine paleoenvironments in the southeastern White Sea Region in the Late Quaternary. Apparently, marine sedimentation environments prevailed during almost the entire Late Pleistocene (except for MIS 2). The multiplicity of the local early Valdai glaciations is still doubtful and does not correspond to the obtained lithological and geochronometric data. The most complete Late Quaternary sediment sequences are exposed in the outcrops on Zimnii Coast. On Abramovskii Coast, the number of sediment beds decreases, here deposits of the maximum stage of the last glaciation overlie clays and sands of the Mezen' transgression. It can be assumed that Abramovskii Coast, in contrast to Zimnii Coast, undergoes less amplitude and rates of glacioisostatic uplift.

Keywords: Kuloi Plateau, Upper Pleistocene, marine sedimentary environment, late glaciation, dating, correlation of continental and marine palaeoarchives

REFERENCES

- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.*, 2016, vol. 420, pp. 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Astafiev B.Yu., Bogdanov Yu.B., Voinova O.A., Voinov A.S., Zhuravlev V.A., Nogina M.Yu., Paramonova M.S., Peshkova I.N., Polyakov A.A., Rybalko A.E., Solonina S.F., Semenova L.R., Surikov S.N., Sharov N.V., Shkarubo S.I. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. M-b 1 : 1000000. Ser. Baltiiskaya. List Q-37 – Arkhangel'sk. Ob'yasnitel'naya zapiska* [State Geological Map of Russian Federation on a Scale of 1 : 1000000. Baltic Ser. Sheet Q-37 – Arkhangelsk. Explanatory Letter]. St. Petersburg: VSEGEI, 2012, 3d ed. 302 p.
- Ballarini M., Wallinga J., Wintle A.G., Bos A.J.J. A modified SAR protocol for optical dating of individual grains from young quartz samples. *Radiat. Meas.*, 2007, vol. 42, no. 3, pp. 360–369. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2006.12.016>
- Bell W.T. Attenuation factors for the absorbed radiation dose in quartz inclusions for thermoluminescence dating. *Ancient TL*, 1979, no. 8, pp. 2–13.
- Brynov O.P., Miyaskin S.V., Stankovskii A.F. Upper Pleistocene Foraminifer Assemblages of the Zimny coast of the White Sea. *Byull. Komis. po Izuch. Chetvertich. Perioda*, 1981, vol. 51, pp. 139–142. (In Russ.).
- Cheremisina E.A. Paleogeography of the Mga Sea (based on diatom analysis data). *Dokl. Akad. Nauk*, 1959, vol. 129, no. 2, pp. 416–419. (In Russ.).
- Devyatova E.I. *Prirodnaya sreda pozdnego pleistotsena i ee vliyaniye na rasseleniye cheloveka v Severodvinskom basseine i Karelii* [The Natural Environment of the Late Pleistocene and its Impact on Human Settlement in the Northern Dvina Basin and Karelia]. Petrozavodsk: Institute of Geology of the Karelian Branch of the USSR Academy of Sciences, 1982. 156 p.
- Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjær K.H., Larsen E. The last Scandinavian Ice Sheet in Northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics. *Boreas*, 2006, vol. 35, no. 3, pp. 425–433.
- Demidov I.N., Larsen E., Kjær K.H., Houmark-Nielsen M. Upper Pleistocene stratigraphy of the southern part of the White Sea basin. *Reg. Geol. i Metallogeniya*, 2007, nos. 30–31, pp. 179–190. (In Russ.).
- Duller G.A.T. Analyst v4.57 User Manual. Aberystwyth: Aberystwyth Luminescence Res. Lab., Aberystwyth Univ., 2018. 111 p.
- Duller G.A.T. Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements. *Radiat. Meas.*, 2003, vol. 37, no. 2, pp. 161–165. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(02\)00170-1](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(02)00170-1)
- Grøsfjeld K., Funder S., Seidenkrantz M.-S., Glaister K. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia. *Boreas*, 2006, vol. 35, no. 3, pp. 493–520. <https://doi.org/10.1080/03009480600781917>
- Guérin G., Mercier N., Nathan R., Adamiec G., Lefrais Y. On the use of the infinite matrix assumption and associated concepts: A critical review. *Radiat. Meas.*, 2012, vol. 47, no. 9, pp. 778–785. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.04.004>
- Helmens K.F. The last Interglacial-Glacial cycle (MIS 5-2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe. *Quat. Sci. Rev.*, 2014, vol. 86, pp. 115–143. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.12.012>
- Henriksen M., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A.S., Paus A., Svendsen J.I. Intriguing climatic shifts in a 90 kyr old lake record from northern Russia. *Boreas*, 2008, vol. 37, no. 1, pp. 20–37. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.00007.x>
- Jensen M., Larsen E., Demidov I.N., Funder S., Kjær K.H. Depositional environments and sea-level changes deduced from Middle Weichselian tidally influenced sediments, Arkhangelsk region, northwestern Russia. *Boreas*, 2006, vol. 35, no. 3, pp. 521–538. <https://doi.org/10.1080/03009480600781941>
- Kolka V.V., Evzerov V.Ya., Meller J., Korner D. Post-Glacial glacioisostatic movements in the North-East of the Baltic Shield. In *Novye dannye po geologii i poleznym iskopaemym Kol'skogo poluostrova* [New Data on Geolo-

- gy and Minerals of the Kola Peninsula]. Apatity: Kola Science Centre RAS, 2005, pp. 15–25. (In Russ.).
- Kolka V.V., Korsakova O.P., Shelekhova T.S., Lavrova N.B., Arslanov Kh.A. Movement of the White Sea coastline and glacioisostatic uplift in the Holocene (Kuzema area, North Karelia). *Dokl. Akad. Nauk*, 2012, 442, no. 2, pp. 263–267. (In Russ.).
- Korsakova O.P. Formal stratigraphy of the Neopleistocene (Middle and Upper/Late Pleistocene) in the Kola region, NW Russia. *Quat. Int.*, 2019, vol. 534, pp. 42–59. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.007>
- Lapp T., Kook M., Murray A.S., Thomsen K.J., Buylaert J.-P., Jain M. A new luminescence detection and stimulation head for the Risø TL/OSL reader. *Radiat. Meas.*, 2015, vol. 81, pp. 178–184. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2015.02.001>
- Larsen E., Kjær K.H., Demidov I.N., Funder S., Grøsfjeld K., Houmark-Nielsen M., Jensen M., Linge H., Lyså A. Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. *Boreas*, 2006, vol. 35, no. 3, pp. 394–424. <https://doi.org/10.1080/03009480600781958>
- Liritzis I., Stamoulis K., Papachristodoulou C., Ioannides K. A re-evaluation of radiation dose-rate conversion factors. *Mediterr. Archaeol. Archaeom.*, 2013, vol. 13, no. 3, pp. 1–13.
- Molodkov A.N. The Late Pleistocene palaeoenvironmental evolution in Northern Eurasia through the prism of the mollusc shell-based ESR dating evidence. *Quat. Int.*, 2020, vol. 556, pp. 180–197. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.05.031>
- Molodkov A., Raukas A. ESR age of the Late Pleistocene transgressions in the eastern part of the White Sea coast. *Geologija*, 1998, vol. 25, pp. 62–69.
- Murray A.S., Helsted L.M., Autzen M., Jain M., Buylaert J.-P. Measurement of natural radioactivity: Calibration and performance of a high-resolution gamma spectrometry facility. *Radiat. Meas.*, 2018, vol. 120, pp. 215–220. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2018.04.006>
- Murray A.S., Wintle A.G. The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability. *Radiat. Meas.*, 2003, vol. 37, no. (4–5), pp. 377–381. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(03\)00053-2](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00053-2)
- Naumov A.D. *Dvustvorchatye mollyuski Belogo morya. Opyt ekologo-faunisticheskogo analiza* [Bivalves of the White Sea. Ecological and Faunal Analysis Experience]. St. Petersburg: Zoological Institute of RAS, 2006. 367 p.
- Oborin S.V., Shchukin I.A., Sobolev V.M. *Geologicheskoe stroenie i poleznye iskopaemye Gorla Belogo morya. Otchet Morskoi geologo-geofizicheskoi partii o rezultatakh geologo-s"emochnykh rabot masshtaba 1:200000, provedennykh v 1988–1991 godakh* [Geological Structure and Minerals of the White Sea Gorlo Strait. Report of the Marine Geological and Geophysical Party on the Results of Geological Survey Work on a Scale of 1 : 200000 Carried out in 1988–1991]. Novodvinsk: Arkhangel'skogeologiya, 1991. (In Russ.).
- Prescott J.R., Hutton J.T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. *Radiat. Meas.*, 1994, vol. 23, nos. 2–3, pp. 497–500.
- Repkina T.Yu., Shilova O.S., Zaretskaya N.E., Sadkov S.A., Kungaa M.Ch. Development of the Zimnii Coast of the White Sea in the Late Glacial – Holocene according to the data of diatom and radiocarbon analyses and ground penetrating radar sounding. In *Voprosy geomorfologii i paleogeografii morskikh poberezhii i shel'fa: mater. nauchn. konf. pamyati P.A. Kaplina* [Problems of Geomorphology and Paleogeography of Sea Coasts and Shelf: Proc. Sci. Conf. in Memory of P.A. Kaplin]. Moscow: Moscow State University, 2017, pp. 121–124. (In Russ.).
- Repkina T.Yu., Zaretskaya N.E., Shilova O.S., Lugovoi N.N., Sadkov S.A. Southeastern shore of the White Sea Gorlo Strait in the Holocene: landscape, sediments, dynamics. *Rel'ef i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarktiki i Severo-Zapada Rossii*, 2019, no. 6, pp. 146–153. (In Russ.). <https://doi.org/10.24411/2687-1092-2019-10621>
- Reshenie 2-go Mezhdedomstvennogo stratigraficheskogo soveshchaniya po chetvertichnoi sisteme Vostochno-Evropeiskoi platformy s regionalnymi stratigraficheskimi shemami* [Decisions of the 2nd Interdepartmental Stratigraphic Conference on Quaternary System of the East-European Plain with Regional Stratigraphic Sketches]. Leningrad: VSEGEI, 1986. 157 p.
- Sobolev V.M. Composition, stratigraphy of the Quaternary deposits of the White Sea Gorlo Strait and the main features of its paleogeography. In *Regional'nye paleogeograficheskie rekonstruktsii* [Regional Paleogeographic Reconstructions]. Moscow: Mosk. Univ. Publ., 2008, pp. 144–156. (In Russ.).
- Stankovskii A.F., Verichev E.M., Erokhin A.T., Ershov L.A., Konstantinov Yu.G., Kopylova V.N., Mi-yaskin S.V., Safonov O.I., Yuzhakov V.M., Georgieva A.A., Zorenko T.N., Sobolev V.K. *Otchet o rezul'tatakh gruppovoi geologicheskoi s"emki v Belomorsko-Kuloiskom regione Arkhangel'skoi oblasti 1974–1980 gg* [Report on the Results of a Group Geological Survey in the White Sea – Kuloi Area of the Arkhangelsk Region in 1974 – 1980]. Arkhangel'sk: Arkhangel'sk Territorial Geological Department, 1980. (In Russ.).
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.*, 2004, vol. 23, no. 11–13, pp. 1229–1271. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>
- Wintle A.G. Luminescence dating: laboratory procedures and protocols. *Radiat. Meas.*, 1997, vol. 27, nos. 5–6, pp. 769–817.
- Zaretskaya N.E., Rybalko A.E. Chronostratigraphy of the late Pleistocene of the southeastern White Sea Region: a review of available data. In *Aktual'nye problemy paleogeografii pleistotsena i golotsena: mater. Vseross. konf. s mezhdunar. uch. "Markovskie chteniya 2020 goda"* [Actual Problems of Pleistocene and Holocene Paleogeography: Proc. All-Russian Conf. with Int. Participation "Markov Readings 2020"]. Bolikhovskaya N.S., Klyu-

- vitkina T.S., Yanina T.A., Eds. Moscow: Faculty of Geography of Moscow State University, 2020, pp. 134–139. (In Russ.).
- Zaretskaya N.E., Rybalko A.E., Repkina T.Yu., Shilova O.S., Krylov A.V. Late Pleistocene in the southeastern White Sea and adjacent areas (Arkhangelsk region, Russia): Stratigraphy and palaeoenvironments. *Quat. Int.*, 2021, vol. 605–606, pp. 126–141.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.05.007>
- Zaretskaya N.E., Rybalko A.E., Repkina T.Yu., Shilova O.S., Krylov A.V. Late Pleistocene in the southeastern White Sea and adjacent areas (Arkhangelsk region, Russia): Stratigraphy and palaeoenvironments. *Quat. Int.*, 2021, vols. 605–606, pp. 126–141.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.10.057>
- Zhuravlev V.A., Kuprin V.F., Luk'yanova L.I., Paramonova M.S., Peshkova I.N., Rybalko A.E., Semenova L.R., Solonina S.F., Surikov S.N., Chernova I.V., Chuiko M.A., Sharov N.V., Shkarubo S.I., Yakobson K.E. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. M-b 1 : 1000000. Seriya Mezenskaya. List Q-38 – Mezen'. Ob'yasnitel'naya zapiska* [State Geological Map of Russian Federation on a scale of 1 : 1000000. Mezen Ser. Sheet Q-38 – Mezen'. Explanatory Letter]. St. Petersburg: VSEGEI, 2012, 3d ed. 311 p.
- Zimmerman D.W. Thermoluminescence dating using fine grains from pottery. *Archaeometry*, 1971, vol. 13, pp. 29–52.