

УДК 551.435.4:551.8.89(268.45)

РАЗВИТИЕ И ДЕГРАДАЦИЯ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ВОСТОЧНОМ ПРИБЕЛОМОРЬЕ[#]

© 2025 г. Н. Е. Зарецкая^{1, *}, А. А. Вашков^{2, **}, Д. В. Баранов¹, М. В. Ручкин³,
О. Ю. Носова², А. А. Черезова³

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: n_zaretskaya@inbox.ru

**E-mail: a.vashkov@ksc.ru

Поступила в редакцию 30.06.2025 г.

После доработки 09.07.2025 г.

Принята к публикации 10.09.2025 г.

В статье представлены новые данные о возрасте и особенностях строения комплекса отложений последнего (поздневалдайского) ледникового покрова по периферии Беломорско-Кулойского плато (Зимний и Абрамовский берега Белого моря и долина р. Кулой). Установлено, что ледниковые отложения Скандинавского оледенения прослеживаются на всей территории района работ, а их мощность постепенно уменьшается к северо-востоку. Они представлены основными моренами, которые слагают равнину с отдельными холмами. На трех участках установлены напорные морены, осложненные складчатыми и надвиговыми гляциодислокациями. Анализ падения гляциоструктур, длинных осей галек в морене, а также петрографический состав грубообломочной фракции указывает на формирование ледниковых отложений во время продвижения ледника с запада и юго-запада на восток и северо-восток. На Абрамовском берегу над и внутри маломощной основной морены были установлены озерно-ледниковые отложения, представленные тонкозернистыми песками с прослоями алевритов, по которым методом оптически стимулированной люминесценции получены даты в пределах 22–17.5 тыс. лет. Эти отложения характеризуют этап наступления ледника. На Зимнем берегу озерно-ледниковые отложения распространены фрагментарно. Полученные даты указывают на формирование этих осадков во время деградации последнего оледенения 17–14.7 тыс. л. н. Таким образом, в регионе удалось проследить динамику развития ледникового покрова во время последнего максимума, а также реконструировать отдельные стадии его деградации и хронометрировать смену условий осадконакопления от ледниковых и озерно-ледниковых к морским. Абрамовский берег перекрывался маломощным ледником только в максимум его распространения до 17.5 тыс. л. н. Во время деградации оледенения были сформированы как минимум три участка распространения напорных морен, которые фиксируют промежуточное положение активной краевой зоны. Пространственная корреляция напорных морен с прилегающими регионами и полученные хронологические данные позволяют сопоставить эти этапы с крестецкой и лужской фазами деградации оледенения. Начальный этап деградации ледника в пределах Зимнего берега характеризовался существованием системы надледниковых и небольших приледниковых водоемов вблизи краевой зоны последнего оледенения.

Ключевые слова: Белое море; озерно-ледниковые отложения; морена; гляциодислокации; максимум последнего оледенения; дегляциация; позднеледниковье; люминесцентное датирование

DOI: 10.7868/S2949179725040031

[#] Ссылка для цитирования: Зарецкая Н. Е., Вашков А. А., Баранов Д. В., Ручкин М. В., Носова О. Ю., Черезова А. А. (2025) Развитие и деградация последнего оледенения в восточном Прибеломорье. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 56. № 4. С. 571—597. <https://doi.org/10.7868/S2949179725040031>

1. ВВЕДЕНИЕ

В областях развития покровных оледенений широко распространены озерно-ледниковые отложения. Они, как компонент ледникового осадочного комплекса, являются маркером положения краевой зоны оледенения в разные периоды его наступания (продвижения) и деградации, отражают условия осадконакопления в приледниковой зоне и являются палеоархивами информации о развитии природной среды во время оледенений. Несмотря на то, что озерно-ледниковые отложения не всегда являются хорошим материалом для датирования методом оптически стимулированной люминесценции (OSL) вследствие неполной засветки материала (в отличие, например, от эоловых), уже имеется опыт построения достоверных реконструкций на основании полученных надежных геохронометрических данных (Карпухина и др., 2022; Zaretskaya et al., 2024a). Таким образом, изучение озерно-ледниковых отложений вблизи краевой зоны оледенения во время максимума его развития и фаз активизации, позволяет получить новую информацию о динамике развития и деградации ледниковых покровов.

Одним из участков распространения последнего ледникового покрова являются котловина Белого моря, проливы Горло и Воронка (рис. 1а) с прилегающей сушей Зимнего и Абрамовского берегов (рис. 1б). Согласно представлениям разных групп исследователей (Svendsen et al., 2004; Demidov et al., 2006; Larsen et al., 2014; Astakhov et al., 2016), Скандинавский ледниковый покров во время последнего оледенения перекрывал Воронку Белого моря и устья рек Мезени и Кулоя, в долинах которых формировалось приледниковое озеро; однако положение границы максимальной стадии оледенения и сам факт формирования озер на сегодня дискуссионны (рис. 1б). Также открытым вопросом является существование локального Кулойского ледникового щита, который перекрывал Беломорско-Кулойское плато (Журавлев и др., 2012) (рис. 1б).

Разнообразие концепций мотивировало нас к проведению исследований на Зимнем и Абрамовском берегах Белого моря для уточнения границы и возраста максимальной стадии последнего (поздневалдайского) оледенения, реконструкции направления движений ледниковых лопастей, а также определения фаз развития оледенения и распространения отложений позднеледниковой трансгрессии Белого моря. Исследование комплекса четвертичных отложений позволило выявить участки распространения осадков озерно-ледниковых и приледниковых морских бассейнов и получить новые данные о хронологии развития по-

следнего оледенения и восточной части побережья Белого моря во время последнего гляциоседиментационного цикла.

2. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ

Район работ расположен на севере Восточно-Европейской равнины и ограничен периферией Беломорско-Кулойского плато, которая включает в себя Зимний и Абрамовский берега Белого моря и долину р. Кулой (рис. 1). Беломорско-Кулойское плато с запада и востока ограничено, соответственно, Двинским и Мезенским заливами, а с северо-запада омывается водами пролива Горло (рис. 1а).

Большую часть Беломорско-Кулойского плато занимает возвышенность с абс. высотами 120–200 м (макс. отметка 217.9 м). Самые высокие участки плато приурочены к выступам коренных пород. Западная часть плато (т. н. Зимние горы) сложена песчаниками и алевролитами венда. Восточная часть плато имеет название Беломорские горы и сложена известняками и доломитами пермского возраста. Мощностъ четвертичных отложений в пределах плато обычно не превышает 5 м, часто эти отложения отсутствуют. На остальной части полуострова, примыкающей к морским берегам, развит сплошной покров четвертичных отложений мощностъю >20 м (Станковский и др., 1980; Журавлев и др., 2012).

Отложения ледникового парагенетического ряда последнего оледенения, ведущее место среди которых занимает морена осташковского горизонта, развиты в пределах Зимнего и Абрамовского берегов практически повсеместно, вскрываясь в морских абразионных уступах и в бортах речных долин (Станковский и др., 1980; Астафьев и др., 2012; Журавлев и др., 2012). В ходе комплексных исследований разрезов Горла Белого моря и прилегающей акватории было установлено, что морена осташковского горизонта имеет здесь мощностъ до 30 м на суше, и до 5 м на дне пролива и представлена бурыми суглинками с включениями обломочного материала галечной и гравийной размерности (Соболев, 2008). По данным (Рыбалко и др., 2017), на дне Горла Белого моря были прослежены моренные гряды последнего Скандинавского оледенения, вытянутые в северо-восточном направлении, относительной высотой до 50 м, сложенные глинистыми песками и песчанистыми глинами с высоким содержанием обломков кристаллических пород. Кроме того, по проливу Горло реконструировалось продвижение – навстречу Скандинавскому – ледника с северо-востока, со стороны Печорского моря, и наложение их образований

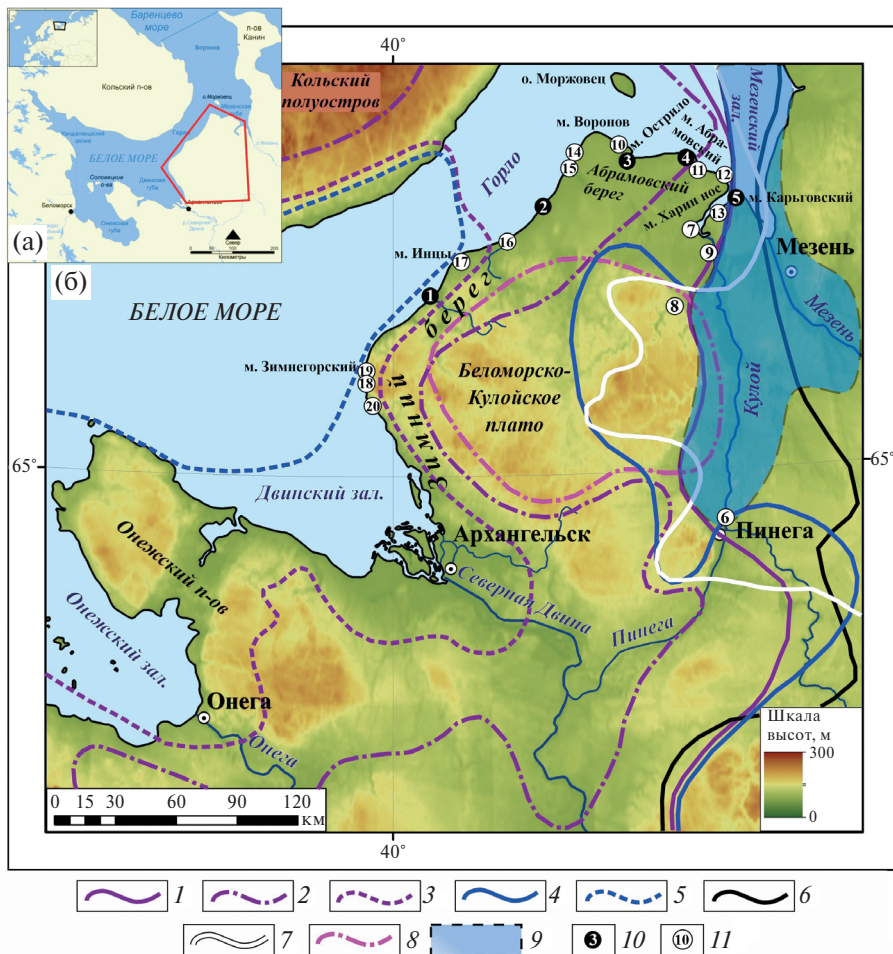


Рис. 1. Карта фактического материала, собранного по периферии Беломорско-Кулойского плато: (а) – карта Белого моря и прилегающих территорий; красной ломаной линией показан район работ; (б) – район работ.

Границы оледенений: 1 – максимальная стадия (Astakhov et al., 2016), 2 – лужская фаза (Astakhov et al., 2016), 3 – нельская фаза (Astakhov et al., 2016), 4 – максимальная стадия (Demidov et al., 2006), 5 – нельская фаза (Demidov et al., 2006), 6 – максимальная стадия (Svendsen et al., 2004), 7 – максимальная стадия (Larsen et al., 2014), 8 – кулойский покров (лужская фаза) (Журавлев и др., 2012); 9 – область распространения Кулойского и Мезенского приледниковых озер (Demidov et al., 2006); 10 – разрезы, изученные предшественниками (Demidov et al., 2006; Larsen et al., 2016) (1 – Това, 2 – Мегра, 3 – Койда, 4 – мыс Абрамовский, 5 – мыс Карьговский); 11 – разрезы, изученные авторами (6 – Кулойская ложбина (буровой профиль), 7 – Долгошелье, 8 – Беломорские горы, 9 – Сояна, 10 – Юроватый 1 и 2, 11 – Высыпной, 12 – Нерпинский, 13 – Входной, 14 – Толстый нос, 15 – Майда, 16 – Ручьи, 17 – Инцы, 18 – Ерга, 19 – Ершиха, 20 – Керета).

Fig. 1. Map of the factual material collected at the periphery of the Kuloi Plateau: (a) – map of the White Sea and adjacent areas; the study area is shown with the red line; (b) – study area.

Boundaries of glaciations: 1 – maximum stadial (Astakhov et al., 2016), 2 – Luga stage (Astakhov et al., 2016), 3 – Neva stage (Astakhov et al., 2016), 4 – maximum stadial (Demidov et al., 2006), 5 – Neva stage (Demidov et al., 2006), 6 – maximum stadial (Svendsen et al., 2004), 7 – maximum stadial (Larsen et al., 2014), 8 – Kuloi ice sheet (Luga stage) (Zhuravlev et al., 2012); 9 – boundaries of the Kuloi and Mezen glacial lakes (Demidov et al., 2006); 10 – earlier studied sections (Demidov et al., 2006; Larsen et al., 2016) (1 – Tova, 2 – Megra, 3 – Koida, 4 – Cape Abramovsky, 5 – Cape Kargovsky); 11 – sections studied by the authors (6 – Kuloi hollow (drilling profile), 7 – Dolgoshelje, 8 – White Sea Mountains, 9 – Soyana, 10 – Yurovaty 1 and 2, 11 – Vysypnoy, 12 – Nerpinisky, 13 – Vhodnoy, 14 – Tolsty Nos, 15 – Maida, 16 – Ruchiy, 17 – Intsy, 18 – Yorga, 19 – Ershikha, 20 – Keretsa).

друг на друга (Рыбалко и др., 2017). В пределах Беломорско-Кулойского плато также допускалось существование локального Кулойского ледникового щита (Журавлев и др., 2012; Рыбалко и др., 2017).

Флювиогляциальные и лимногляциальные осадки последнего оледенения в разрезах Зимнего и Абрамовского берегов встречаются реже. Первые установлены по ложбинам стока талых ледниковых вод

(частично унаследованных долинами современных рек) и представляют собой долинные зандры. Они сложены разнозернистыми песками с гравием, галькой и валунами смешанного состава (Станковский и др., 1980). Лимногляциальные отложения в районе работ распространены мозаично, и представлены ленточными глинами и суглинками, а также мелко- и тонкозернистыми песками. Их вскрытая мощность не превышает 6 м, а комплекс диатомей свидетельствует о низких температурах воды (Станковский и др., 1980). В скважинах в Горле Белого моря мощность озерно-ледниковых отложений достигает 24 м. Здесь они представлены песчанистыми глинами и алевритами, содержащими пресноводные диатомовые водоросли. Озерно-ледниковые отложения залегают, как правило, на коренных породах вендского возраста или на верхневалдайской морене (Соболев, 2008).

При проведении исследований по международному проекту QUEEN в 5 разрезах в районе работ (Това, Мегра, Койда, мыс Абрамовский и мыс Карьговский (рис. 16) морена максимальной стадии последнего оледенения была выделена как бобровская (Demidov et al., 2006; Larsen et al., 2006). Было отмечено, что бобровская морена мощностью от 2 до 6 м залегают в верхних частях разрезов и обогащена как обломками пород Карело-Кольского региона, так и местных осадочных пород, а дирекционные структуры указывают на движение ледника с запада—юго-запада (Demidov et al., 2007). Во флювиогляциальных отложениях песчано-гравийной размерности, перекрывающих диамиктон, были отмечены мерзлотные структуры, а в озерно-ледниковых — друпстоуны кристаллических пород Фенноскандии. Для некоторых разрезов были получены OSL даты: по подстилающим морену пескам в разрезах Койда и мыс Абрамовский — 19.9 ± 1.4 и 20.9 ± 1.7 тыс.л., а по перекрывающим пескам в разрезах Койда и мыс Карьговский — 11.4 ± 0.7 и 12.7 ± 1.0 тыс.л., соответственно (Demidov et al., 2006). Также на основании результатов трассирования бобровской морены до мыса Карьговский был сделан вывод, что граница последнего оледенения могла проходить по правому (восточному) борту долины р. Кулой (Demidov et al., 2006) (рис. 16). Время максимального продвижения ледника на восток оценивается в интервале 20–17 тыс. л. н. (Larsen et al., 2006), или в 18–16 тыс. л. н. (Demidov et al., 2006). В ходе этих работ были реконструированы береговые линии подпрудных приледниковых озер. Так, Мезенский приледниковый водоем занимал восточную часть Мезенского залива и питался за счет талых ледниковых вод и воды из рек Пезы и Мезени. Кулойское приледниковое озеро занимало

долину р. Кулой и питалось только за счет талых ледниковых вод (рис. 16) (Demidov et al., 2006). Озера соединялись друг с другом, а сброс избыточной воды шел в Баренцево море через понижение в южной части п-ова Канин (сквозная долина рек Чиж и Чеша). Уровень Кулойского озера мог достигать 30 м над у. м., Мезенского — 15 м над у. м. В ходе деградации оледенения (приблизительно 15 тыс. л. н. (Demidov et al., 2006)) озера перестали существовать. На Зимнем берегу реконструировалось несколько комплексов краевых образований; самые молодые соотносились с лужской фазой активизации оледенения, синхронной древнему дриасу (Demidov et al., 2006) (рис. 16). По мнению (Рыбалко и др., 2017), существовавший в пределах Беломорско-Кулойского плато самостоятельный Кулойский ледниковый щит деградировал около 13–12 тыс. л. н. (рис. 16).

Рассмотренные выше реконструкции либо не подкреплялись инструментальными хронометрическими данными (Станковский и др., 1980), либо базировались на небольшом объеме фактического материала (Larsen et al., 2006; Demidov et al., 2006; Соболев, 2008). В связи с этим в наших работах мы расширили территориальный охват, дополнили комплекс методов и увеличили детализацию исследований.

3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Полевые исследования проводились в 2020–2022 гг., на всем протяжении Зимнего и Абрамовского берегов Белого моря, а также по долинам рек Кулой и Сояна, где изучались разрезы в естественных обнажениях. В верховьях р. Кулой было проведено бурение по профилю через долину (рис. 16). Всего было изучено 17 разрезов и пробурено 4 скважины глубиной до 25 м. В ходе работ проводилось описание геоморфологической позиции разрезов, вскрывавших строение моренных равнин, отдельных моренных гряд и холмов, а также холмисто-грядовых комплексов. Выполнялись литостратиграфическое описание разрезов и кернов скважин, а также отбор образцов для проведения OSL датирования.

Для определения генезиса отложений изучались их структурно-текстурные особенности, а цвет определялся при помощи колориметрической системы Манселла (Munsell, 2000) и визуально. Гранулометрический состав определялся при помощи ситового рассева на машине Retch AS300, в том числе с промывкой, а содержание крупной гальки и валунов (обломки диаметром свыше 50 мм) — в полевых условиях визуальным методом палетки или промывкой отложений. Ледниковые отложения (морены) характеризовались наиболее неод-

нородным гранулометрическим составом с долей обломков свыше 50 мм до 5–10% и преобладанием алевритоглинистых частиц (<0.025 мм), до 25–38%. Флювиогляциальные отложения в зависимости от их фациальной принадлежности характеризовались достаточно выдержанным гранулометрическим составом, а также отсутствием или незначительным участием (до 1%) частиц глин и алевритов. Состав лимногляциальных осадков также достаточно выдержанный и в зависимости от условий осадконакопления характеризовался либо преобладанием мелко- и тонкозернистых песков (0.25–0.05 мм), либо алевритов. Особенность этих отложений – включение отдельных линз разнозернистых песков, иногда с гравием и галькой, а также единичных крупных валунов. Морские отложения в районе работ по своему гранулометрическому составу в основном соответствуют песчаным лимногляциальным осадкам, но характеризуются выдержанной горизонтальной слоистостью и многометровой мощностью пачек, а также присутствием обломков раковин морских моллюсков.

Большое значение уделялось исследованию текстуры ледниковых отложений. В моренах выявлялось наличие упорядоченной текстуры в виде сланцеватости и линз. Элементы залегания линз и сланцеватости измерялись при помощи геологического компаса (Аболтиньш, 1989). Также в моренах с целью реконструкции направления давления ледника производились замеры элементов залегания длинных осей галек с указанием их размеров и степени окатанности (Benn, Ballantyne, 1993; Benn, 2013). В разных частях разреза выполнялось по 25–50 замеров азимутов и углов падения плоскостных элементов (например, сланцеватости) и длинных осей галек. При исследовании складчатых и надвиговых гляциодислокаций определялись ориентировки плоскостей надвигов, сдвигов, сбросов, крыльев и шарниров складок (Аболтиньш, 1989; Aber, Ver, 2007). Обработка замеров проводилась при помощи программы OpenStereo 0.1.2 (OpenStereo). Структурные диаграммы строились на нижней полусфере равноплощадной сетки Шмидта. Реконструкция направления давления ледника опиралась на положение максимума ориентировки полюсов плоскостных элементов в морене (Аболтиньш, 1989), либо на положение в разрезе плоскостей сдвигов (Aber, Ver, 2007). Проверка результатов реконструкции проводилась по анализу ориентировки длинных осей галек. В случае преобладания растяжения насыщенного обломочным материалом льда при однородном течении, направлению движения обычно соответствует один или пара противоположащихся максимумов. На сжатие насыщенного обломочным материалом льда

может указывать наличие одного или нескольких дополнительных максимумов линейных элементов, которые фиксируются под углом 75–90° от главного направления движения льда (Аболтиньш, 1989; Benn, 2013).

Для уточнения направления перемещения ледника проводился петрографический анализ обломочного материала морен. Опробовались галечная (10–100 мм) и крупногравийная (5–10 мм) фракции, которые при помощи промывки на ситах с ячейкой 5 мм выделялись из проб морены весом в 10–18 кг, отобранных непосредственно из обнажений. В дальнейшем при помощи стереоскопического микроскопа идентифицировались отдельные группы пород. Карбонатные осадочные породы выделялись при наблюдении реакции с 10%-й соляной кислотой. Выделенные группы пород сопоставлялись с коренными породами котловины Белого моря, Зимнего берега и Кольского региона для определения направления перемещения материала (Астафьев и др., 2012; Журавлев и др., 2012).

Возраст отложений определялся посредством OSL датирования. Образцы для датирования были отобраны в непрозрачные пластиковые или металлические трубы, которые вбивались в хорошо расчищенные слои осадка параллельно напластованию. Вскрытие труб, пробоподготовка и измерения выполнялись в лаборатории OSL ФГБУ “Институт Карпинского” (Санкт-Петербург, Россия) в помещении с приглушенным красным освещением. Для выделения зерен кварца и калиевых полевых шпатов (КПШ) размером 180–250 мкм использовалась стандартная методика подготовки образцов (Murray et al., 2021). Люминесцентные измерения в кварце и КПШ производились на TL/OSL ридере Risø DA-20 C/D (Дания) (Lapp et al., 2015), в средних (3–4 мм) и маленьких (1 мм) навесках, соответственно, помещенных на диски из нержавеющей стали. Люминесцентный сигнал в кварце стимулировался синими светодиодами (470 нм, ~90 мВт/см²) и регистрировался после прохождения через стеклянные фильтры Ноуа U-340 общей толщиной 7.5 мм. В зернах КПШ стимуляция производилась инфракрасным (ИК) светом (870 нм, ~150 мВт/см²), а OSL регистрировалась после прохождения через фильтры Schott BG39/BG3 толщиной 2 и 3 мм, соответственно. Для оценки чистоты кварца использовался показатель ослабления OSL после ИК-стимуляции (англ. OSL IR depletion ratio) (Duller, 2003). При показателе ослабления близком к единице (в пределах 2σ) применялся стандартный протокол измерения эквивалентной дозы (D_e) по одной навеске методом регенерации дозы (SAR-протокол) (Murray, Wintle, 2003). Образцы, для которых не удалось достичь

приемлемой чистоты кварца посредством обработки плавиковой кислотой, измерялись с помощью модифицированного SAR-протокола (pIR-SAR), предусматривающего предварительную ИК-стимуляцию для удаления OSL сигнала от полевых шпатов (Banerjee et al., 2001). Эквивалентные дозы (D_e) в КППШ определялись с использованием протокола post-IR₅₀ IR₂₉₀SL SAR (Thiel et al., 2011), соответственно. В качестве критериев принятия навесок применялись относительная стандартная погрешность сигнала тестовой дозы в первом цикле (<20%), показатели рециклинга (англ. recycling ratio, $1 \pm 2\sigma$) и рекуперации (<5%). Итоговые значения D_e в каждом образце были рассчитаны как средние значения индивидуальных D_e .

Активности радионуклидов ²³⁸U, ²²⁶Ra, ²³²Th и ⁴⁰K были измерены с использованием низкофонового полупроводникового гамма-спектрометра с детектором Canberra BE3825 (США) из особо чистого германия. Перед измерениями образцы заливались воском и выдерживались в течение не менее 20 дней для восстановления равновесия между ²²⁶Ra и его дочерним изотопом ²²²Rn. Мощности дозы рассчитывались с учетом энергий распада природных радионуклидов (Liritzis et al., 2013; Cresswell et al., 2018), размера зерен, содержания калия и рубидия в зернах КППШ, влажности породы, глубины отбора и космического излучения (Durcan et al., 2015; Cunningham et al., 2022). Значения влажности принимались за 95% от величины водонасыщения образца.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

3.1. OSL датирование

Для выбора оптимальной температуры предварительного нагрева для кварца из образцов RGI-0853 и RGI-0858 (табл. 1) были выполнены тесты плато предварительного нагрева (англ. — *preheat plateau test*) (Duller, 2008). Результаты тестов продемонстрировали термальную стабильность OSL в диапазоне температур предварительного нагрева 180–280°C. Для установления принципиальной возможности измерения заданной дозы с помощью SAR-протокола были выполнены тесты восстановления дозы (англ. — *dose recovery test*) для образцов RGI-0854 и RGI-1065 (табл. 1). Отношения измеренной дозы к заданной составили 1.18 ± 0.09 (40 Гр, $n=3$) и 1.04 ± 0.06 (54 Гр, $n=4$), соответственно, что указывает на пригодность SAR-протокола для измерения D_e в наших образцах.

Сравнение кривых затухания OSL кварца с побережья Белого моря с кривыми OSL калибровочного кварца Risø (Hansen et al., 2015) показало, что в наших образцах присутствуют средняя и медленная компоненты (доп. материалы, рис. 1), нежела-

тельные для датирования (Nian et al., 2024). Однако их вклад в OSL сигнал при выбранных интервалах суммирования в среднем не превышает 10%. Чтобы выявить возможное влияние нежелательных компонент на результаты датирования, отношения интенсивностей быстрой и средней компонент (*FR*, англ. — *fast ratio*) были рассчитаны и использованы в качестве дополнительного критерия принятия навесок (Durcan, Duller, 2011). Расчеты показали, что исключение навесок с низким *FR* не оказывает существенного влияния на средние значения D_e .

OSL даты получены по навескам зерен кварца из 15 образцов (табл. 1). Результаты датирования образцов №№ 1–4 и 9 были опубликованы ранее (Zaretskaya et al., 2022; Зарецкая и др., 2022; Zaretskaya et al., 2024b), в то время как остальные даты публикуются впервые. Кроме того, получено 9 дат по 3–6 навескам КППШ (табл. 2), которые использованы для оценки вероятности засветки кварца (Murray et al., 2012; Möller, Murray, 2015).

3.2. Результаты палеогеографических исследований

3.2.1. Кулойская ложбина

Кулойская ложбина в месте выхода Кулойского канала из р. Пинеги имеет отчетливый корытообразный профиль: ширина днища составляет 2.5 км, средняя высота поверхности — 23 м над у. м., высота бортов 7–10 м над днищем. По поперечному буровому профилю от дер. Кулогора до дер. Воепала длиной 3 км было пробурено 4 скважины максимальной глубиной 26.5 м (рис. 2). В забое каждой скважины вскрыты коренные породы (известняки и глины). В нижней части разреза заполнения ложбины (глубины 25–11 м) залегают разнозернистые пески с гравием и галькой, которые перекрыты (11–10 м) слоем мелкозернистого однородного песка. Выше (10–4 м) залегают крупно-грубозернистые пески с гравием и мелкой галькой, перекрытые (в интервале 4.5–0 м) мелко-тонкозернистым песком с прослоями суглинка мощностью от 0.5 до 1.2 м; они могут замещаться (10–0 м) массивным суглинком с растительным детритом, фрагментами древесины и прослоями торфа (по-видимому, голоценовые старичные отложения современного Кулоя). В разрезе скважины 22719 (30 м над у. м.), пробуренной на западном борту ложбины (рис. 2), на глубине 13–5.5 м вскрываются разнозернистые пески с обильным гравием и галькой как осадочных местных, так и кристаллических пород Фенноскандинавской провинции, перекрытые в интервале 5.5–0 м мелко-тонкозернистым песком и алевритом; верхний слой, по-видимому, эолового происхождения. Ни диамиктон, ни ритмиты (ленточноподобные глины) в обследованных ядрах буровых скважин выявлены не были.

Таблица 1. Результаты OSL датирования навесок зерен кварца фракции 180–250 мкм
Table 1. Summary of OSL dating conducted on quartz aliquots of the 180–250 µm grain-size fraction

№	Лаб. №	Разрез	Генезис и страт. позиция*	Глубина, м	Влажность, %	Удельная активность (Бк/кг)				Мощность дозы, Гр/тыс. л.	Протокол	n, п/и	ИД, %	D _e , Гр	Возраст, тыс. л.
						²³⁸ U	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K						
1	RGI-0578	Ершиха	IgIIIos	10.1	26±5	12±2	9.1±0.2	10.1±0.3	479±24	1.51±0.07	SAR	12/18	23±5	35±3	23±2
2	RGI-0589	Ершиха	fIIIos	21.3	24±5	8.7±1.6	8.6±0.2	10.6±0.3	480±23	1.47±0.07	SAR	16/18	55±10	49±7	34±5
3	RGI-0590	Кереца	IgIIIos	7.4	33±5	13±2	11.1±0.3	13.1±0.3	556±26	1.66±0.08	SAR	16/18	19±5	23.7±1.5	14.3±1.1
4	RGI-0587	Кереца	fIIIos	16.2	24±5	8.5±1.6	10.3±0.3	12.8±0.3	519±24	1.62±0.07	SAR	16/18	39±7	62±6	38±4
5	RGI-0846	Ручьи	IgIIIos	5.0	26±5	16±3	19.6±0.4	20.4±0.4	552±26	2.02±0.08	SAR	16/18	11±3	25.0±1.2	12.4±0.8
6	RGI-0853	Юроватый 2	IgIIIos	3.8	23±5	13±2	16.9±0.4	16.2±0.3	562±26	1.99±0.08	SAR	18/21	12±2	43±2	21.7±1.4
7	RGI-0858	Высыпной	IgIIIos	2.4	24±5	9.9±1.7	9.5±0.2	10.5±0.2	510±25	1.71±0.04	SAR	20/21	16±3	37±2	21.4±1.5
8	RGI-0859	Высыпной	IgIIIos	4.0	24±5	4.4±1.0	5.5±0.2	4.4±0.1	280±14	0.97±0.04	SAR	18/18	39±7	63±7	65±7
9	RGI-0854	Нерпинский	IgIIIos	2.7	18±5	25±4	28.6±0.5	29.1±0.5	542±25	2.39±0.10	SAR	15/18	23±5	41.7±2.5	17.4±1.3
10	RGI-1069	Долгошелье	mIIIos	4.6	21±5	6.2±1.2	5.4±0.2	4.3±0.1	190±10	0.76±0.03	pIR-SAR	13/15	22±5	14.8±1.3	19.3±1.8
11	RGI-1068	Долгошелье	mIIIos	2.3	24±5	13±2	14.4±0.3	16.3±0.3	537±26	1.92±0.08	SAR	16/18	13±4	26.3±1.5	13.7±0.9
12	RGI-1065	Ерга 1	IgIIIos	15.6	21±5	20±3	16.5±0.4	19.4±0.4	608±29	2.15±0.09	SAR	14/18	40±8	57±6	27±3
13	RGI-1071	Ерга 2	fIIIos	9.7	22±5	9.4±1.7	9.2±0.2	10.8±0.2	473±23	1.57±0.07	pIR-SAR	22/22	46±8	91±10	58±7
14	RGI-1072	Ерга 2	IgIIIos	7.7	21±5	7.3±1.4	6.7±0.2	8.2±0.2	490±23	1.57±0.07	pIR-SAR	21/24	31±7	52±5	33±3

Примечание. * – генезис и стратиграфическая позиция: IgIIIos – осташковский лимногляциал, IgIIIos – осташковский флювиогляциал, mIIIos – осташковский мариний; n – количество принятых (п) и измеренных (и) навесок; D_e – эквивалентная доза; ИД – избыточная дисперсия; SAR – протокол измерения D_e в одной навеске методом регенерации дозы (Murray, Wintle, 2003); pIR-SAR – модифицированный SAR-протокол с предварительной ИК-стимуляцией (Banerjee et al., 2001). Значения влажности принимались за 95% от величины водонасыщения образца. Результаты приведены со стандартной погрешностью измерения (±1σ, P≈68%). Жирным и курсивным шрифтами обозначены относительно надежные и, возможно, удревненные даты, соответственно.

Note. * – Origin and stratigraphic position: IgIIIos – Ostashkov (Upper Weichselian) glaciolacustrine facies, IgIIIos – Ostashkov glaciofluvial facies, mIIIos – Ostashkov marine facies; n – number of accepted (п) and measured (и) aliquots; D_e – equivalent dose; ИД – overdispersion; SAR – the single-aliquot regenerative-dose protocol (Murray, Wintle, 2003); pIR-SAR – modified SAR-protocol with prior IR stimulation (Banerjee et al., 2001). The water content values were determined as 95% of a sample-specific water saturation level. The uncertainties are given with a standard error (±1σ, P≈68%). Bold and italic fonts are used to indicate relatively reliable and potentially overestimated ages, respectively.

Таблица 2. Результаты датирования навесок зерен калиевых полевых шпатов. Результаты приведены со стандартной погрешностью измерения ($\pm 1\sigma$, $P \approx 68\%$)

Table 2. Summary of OSL dating conducted on K-feldspar aliquots. The uncertainties are given with a standard error ($\pm 1\sigma$, $P \approx 68\%$)

№	Лаб. №	Фракция, мкм	Мощность дозы, Гр/тыс. л.	Сигнал	n^* , п/и	D_e , Гр	Возраст, тыс. л.	KF/Q	Засветка кварца
1	RGI-0846	180–250	3.05±0.17	pIRIR ₂₉₀	3/3	38±4	12.4±1.4	1.0±0.1	++
				IR ₅₀	3/3	28±3	9.2±1.2	0.7±0.1	
2	RGI-0853	180–250	3.03±0.17	pIRIR ₂₉₀	3/3	67±4	22.3±1.8	1.0±0.1	++
				IR ₅₀	3/3	51±4	16.8±1.5	0.8±0.1	
3	RGI-0858	180–250	2.75±0.16	pIRIR ₂₉₀	6/6	435±172	158±63	7.4±3.0	?
				IR ₅₀	6/6	271±105	99±39	4.6±1.8	
4	RGI-0859	180–250	2.00±0.15	pIRIR ₂₉₀	4/6	373±93	186±48	2.9±0.8	?
				IR ₅₀	4/6	237±58	118±30	1.8±0.5	
5	RGI-0854	180–250	3.34±0.17	pIRIR ₂₉₀	3/4	106±11	32±4	1.8±0.3	+
				IR ₅₀	3/4	76±15	23±5	1.3±0.3	
6	RGI-1069	180–250	1.80±0.15	pIRIR ₂₉₀	6/6	82±18	45±11	2.3±0.6	+
				IR ₅₀	6/6	31±3	17±2	0.9±0.1	
7	RGI-1068	180–250	2.96±0.17	pIRIR ₂₉₀	3/3	76±9	26±3	1.9±0.2	+
				IR ₅₀	3/3	31±3	10.6±1.1	0.8±0.1	
8	RGI-1065	90–180	2.91±0.20	pIRIR ₂₉₀	6/6	275±73	94±26	3.5±1.0	?
				IR ₅₀	5/6	132±22	45±8	1.7±0.3	
9	RGI-1071	180–250	2.60±0.16	pIRIR ₂₉₀	5/6	328±66	126±26	2.2±0.5	?
				IR ₅₀	5/6	334±83	128±33	2.2±0.6	

Примечание. * n – количество принятых (п) и измеренных (и) навесок; D_e – эквивалентная доза; IR₅₀ и pIRIR₂₉₀ – люминесценция, стимулированная инфракрасным светом при температурах нагрева 50 и 290°C, соответственно, в рамках протокола post-IR₅₀ IR₂₉₀SL SAR (Thiel et al., 2011). KF/Q – соотношение дат по КПШ и кварцу. *Вероятность засветки кварца:* (++) – хорошо засвечен; (+) – вероятно, хорошо засвечен; ? – неизвестно.

Note. * n – number of accepted (п) and measured (и) aliquots; D_e – equivalent dose; IR₅₀ and pIRIR₂₉₀ – infrared (IR) stimulated luminescence at 50 and 290°C respectively as part of the post-IR₅₀ IR₂₉₀SL SAR protocol (Thiel et al., 2011). KF/Q – K-feldspar to quartz age ratio. *Probability of quartz bleaching:* (++) – well bleached; (+) – probably well bleached; ? – unknown.

Возможно, разнозернистые пески со смешанным обломочным материалом в керне скважины на западном борту ложбины могут свидетельствовать о стоке талых вод с ледника, находившегося западнее. Мы предполагаем, что в нижней части разреза заполнения ложбины залегают отложения бореальной (~133–100 тыс. л. н.) (Grosfjeld et al., 2006) и/или мезенской (~60 тыс. л. н.) (Jensen et al., 2006) трансгрессий (Зарецкая и др., 2022). Верхняя часть, вероятно, представляет собой уже голоцено-

вое заполнение (толща суглинков с растительными остатками).

В низовьях р. Кулой, в левом борту долины нами был изучен разрез 6-метровой террасы (Долгощелье, 66.026030° с. ш., 43.362450° в. д.) (рис. 16). В нижней части разреза вскрывается пачка наклонно-слоистого крупно- и грубозернистого песка с гравием, мелкой галькой и обломками раковин. Выше по слою размерность песка уменьшается до мелкозернистой. Из этого слоя была получе-

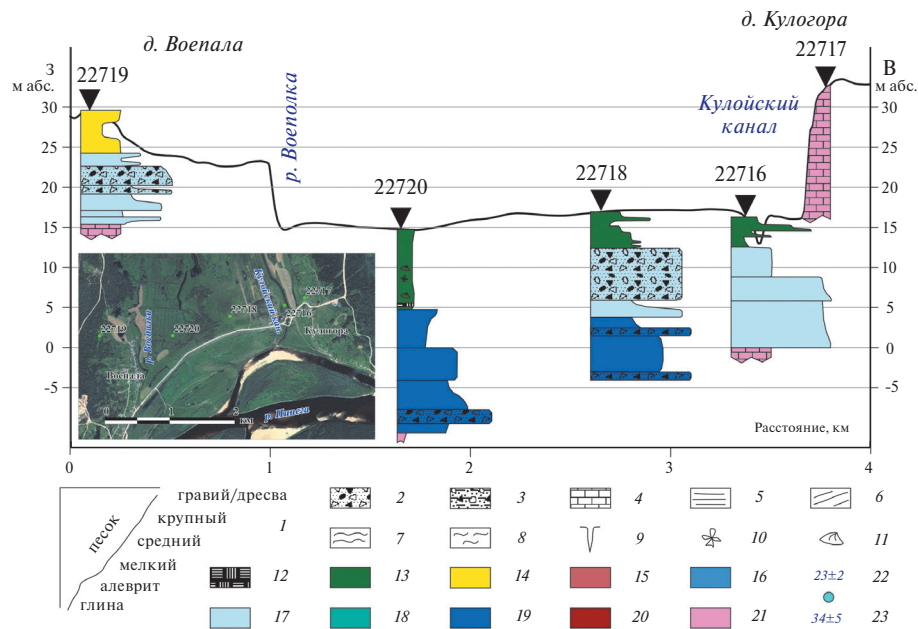


Рис. 2. Поперечный геолого-геоморфологический профиль через Кулойскую ложбину в створе дд. Воепала – Кулогора. На врезке – положение профиля (космический снимок <https://yandex.ru/maps>).

Литология: 1 – размерность частиц (глина – песок), 2 – гравий и галька, 3 – диамиктон, 4 – известняк (“пинезский мрамор”); **текстурные особенности:** 5 – горизонтальная слоистость, 6 – наклонная слоистость, 7 – волнистая слоистость, 8 – знаки ряби, 9 – криогенные текстуры; **включения:** 10 – растительный детрит, 11 – ракушечный детрит; **генезис и возраст:** 12 – биогенный (торф), MIS 1, 13 – флювиальный, MIS 1, 14 – эоловый, MIS 1–2, 15 – ледниковый, MIS 2, 16 – морской, MIS 2, 17 – флювиогляциальный, MIS 2, 18 – лимногляциальный, MIS 2, 19 – морской, MIS 3–5, 20 – ледниковый, MIS 6, 21 – дочетвертичные отложения; **OSL даты:** 22 – надежные, 23 – ненадежные.

Fig. 2. Geological and geomorphological cross-section through the Kuloi hollow (line Voepala – Kulogora). The inset shows the profile position (satellite image <https://yandex.ru/maps>).

Lithology: 1 – particle size (clay – sand), 2 – gravel, 3 – diamicton, 4 – limestone (“Pinega marble”); **structural features:** 5 – horizontal bedding, 6 – planar bedding, 7 – undulating bedding, 8 – ripple marks, 9 – cryogenic structure; **inclusions:** 10 – plant detritus, 11 – shell detritus; **genesis and age:** 12 – biogenic (peat), MIS 1, 13 – fluvial MIS 1, 14 – aeolian, MIS 1–2, 15 – glacial, MIS 2, 16 – marine, MIS 2, 17 – glaciolacustrine, MIS 2, 18 – glaciolacustrine, MIS 2, 19 – marine, MIS 3–5, 20 – glacial, MIS 6; 21 – bedrock; **OSL dates:** 22 – reliable, 23 – probably much older.

на OSL дата 19.3 ± 1.8 тыс. л. (RGI-1069). Верхняя часть разреза сложена горизонтально-слоистым мелко- и тонкозернистым песком со знаками ряби и прослоями алеврита мощностью до 8 см. Из этого слоя была получена OSL дата 13.7 ± 0.9 ¹ тыс. л. (RGI-1068). Мы предполагаем, что терраса сформировалась во время позднеледниковой трансгрессии Белого моря.

3.2.2. Долина р. Сояны в восточной части Беломорско-Кулойского плато

Во время маршрута по р. Сояне проводилась проверка гипотезы существования отдельного кулойского центра оледенения (Журавлев и др., 2012; Рыбалко и др., 2017) в поздневалдайское время и уточнялась граница максимального продвижения ледника на восток. На междуречье к югу от долины р. Сояны, в месте ее выхода из Беломорских гор,

был изучен разрез рыхлых отложений (рис. 16). Шурфом (65.730120° с. ш., 43.100980° в. д.) были вскрыты 0.3 м коричневого диамиктона, лежащего на местных коренных породах (известняках), содержащего окатанные валуны кристаллических пород и кварцитопесчаников Фенноскандинавской питающей провинции.

На склонах долины р. Сояны и в ее русле наблюдались валуны кристаллических пород Фенноскандии. В правом борту долины нами изучен разрез Сояна (65.840070° с. ш., 43.456100° в. д.) (рис. 16). Он вскрывает строение геологического тела на абс. отметках 4.8–19 м над у. м., с постепенным уклоном террасовидной поверхности в восточном направлении. В плане оно имеет веерообразную форму, раскрывается от выхода реки из Беломорских гор в сторону низины и представляет собой обширный конус выноса. В его строении участвует толща рыхлых отложений мощностью свыше 13 м, из ко-

¹ В тексте используются те же условные обозначения при представлении дат, что и в табл. 1.

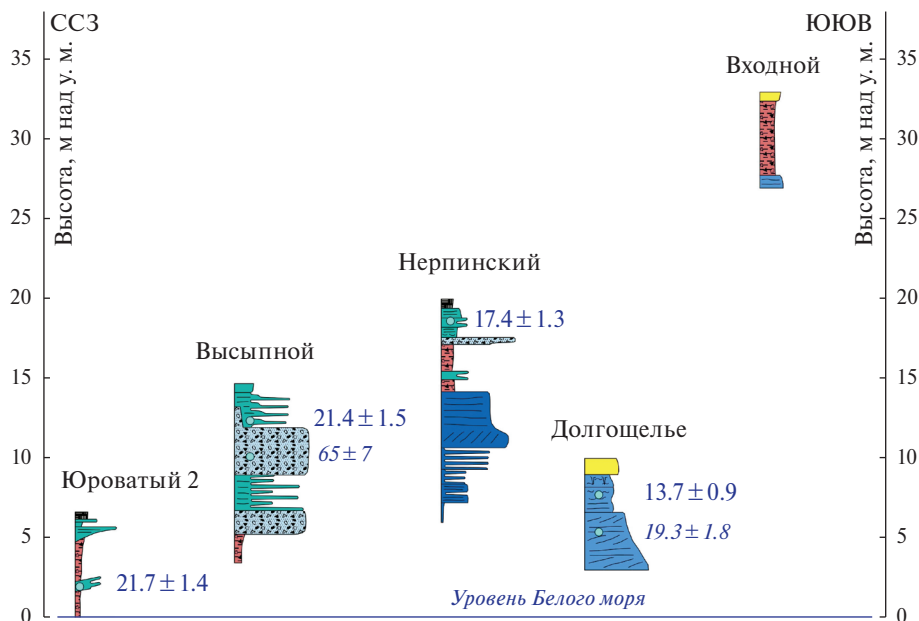


Рис. 3. Разрезы Абрамовского берега. Усл. обозначения см. рис. 2.

Fig. 3. Sedimentary successions of the Abramovsky coast. For legend see fig. 2.

торых верхние 5 м представлены среднезернистым хорошо промытым песком с галькой и мелкими валунами кристаллических пород, подстилающимся гравийно-галечным материалом с мелкими хорошо окатанными валунами (нижние 0.3 м толщи). Песчано-гравийно-галечная толща с размывом залегает на тонкозернистых песках, отложившихся во время бореальной трансгрессии (Зарецкая и др., 2025).

3.2.3. Побережье Беломорско-Кулойского плато

Побережье Беломорско-Кулойского плато протяженностью >300 км отличается хорошей обнаженностью слагающих его отложений в прибрежных уступах. Иногда в верхней части береговых уступов заметны ярко-синие или ярко-бирюзовые пятна больших размеров, обусловленные выветриванием отторженцев вендских пород, слагающих Зимние горы в западной части плато.

3.2.3.1. Абрамовский берег. На Абрамовском берегу, от мыса Острило до мыса Харин нос, изучена серия разрезов, вскрывающих строение слабоволнистой моренной равнины (рис. 1б; 3). Отложения ледникового парагенетического ряда представлены во всех разрезах и могут лежать как в их кровле (разрезы Нерпинский, Высыпной), перекрывая пески мезенской трансгрессии Белого моря (Jensen et al., 2006), так и полностью формировать береговые обрывы, спускаясь к уровню моря.

Ледниковые отложения представлены здесь диамиктоном — алевролитистой сильно опесчаненной

глиной коричневого или серо-коричневого цвета с обломками (от гравия до валунов) как местных карбонатных осадочных, так и кристаллических пород Фенноскандии. Диамиктон плотный, но к востоку становится более рыхлым; по подошве часто прослеживается зона ассимиляции нижележащих отложений в виде тонких линз мелко-тонкозернистых песков прибрежно-морского генезиса. Мощность диамиктона убывает с запада на восток, и в разрезе Нерпинский (66.252170° с. ш., 43.661840° в. д.) (рис. 1б; 3) не превышает 1 м. В разрезе Юроватый 2 (66.429190° с. ш., 42.618690° в. д.) в диамиктоне выявлен прослой ленточноподобных глин (тонкое переслаивание мелкозернистого песка и алевролита) мощностью до 0.5 м, в которых наблюдались друпстоуны диаметром 0.25 м (доп. материалы, рис. 2) и прослеживались микросбросы. Из прослоя песка в этой толще была получена OSL дата 21.7 ± 1.4 тыс. л. (RGI-0853) (табл. 1).

Западнее, в прибрежном уступе в разрезе Юроватый 1 (66.442611° с. ш., 42.591222° в. д.) (рис. 1б; 3) под торфом мощностью 0.3–1.0 м залегает коричневый (темно-зеленовато-серый в кровле) опесчаненный диамиктон с плитчатой текстурой, иногда смятый в малоамплитудные пологие антиклинальные складки с длиной крыльев до 0.5 м. Подошва слоя в целом ровная, субгоризонтальная; мощность диамиктона выдержана по стенке обнажения и составляет 4.5–5.2 м. Анализ падения сланцеватости в диамиктоне обнаруживает растянутый на

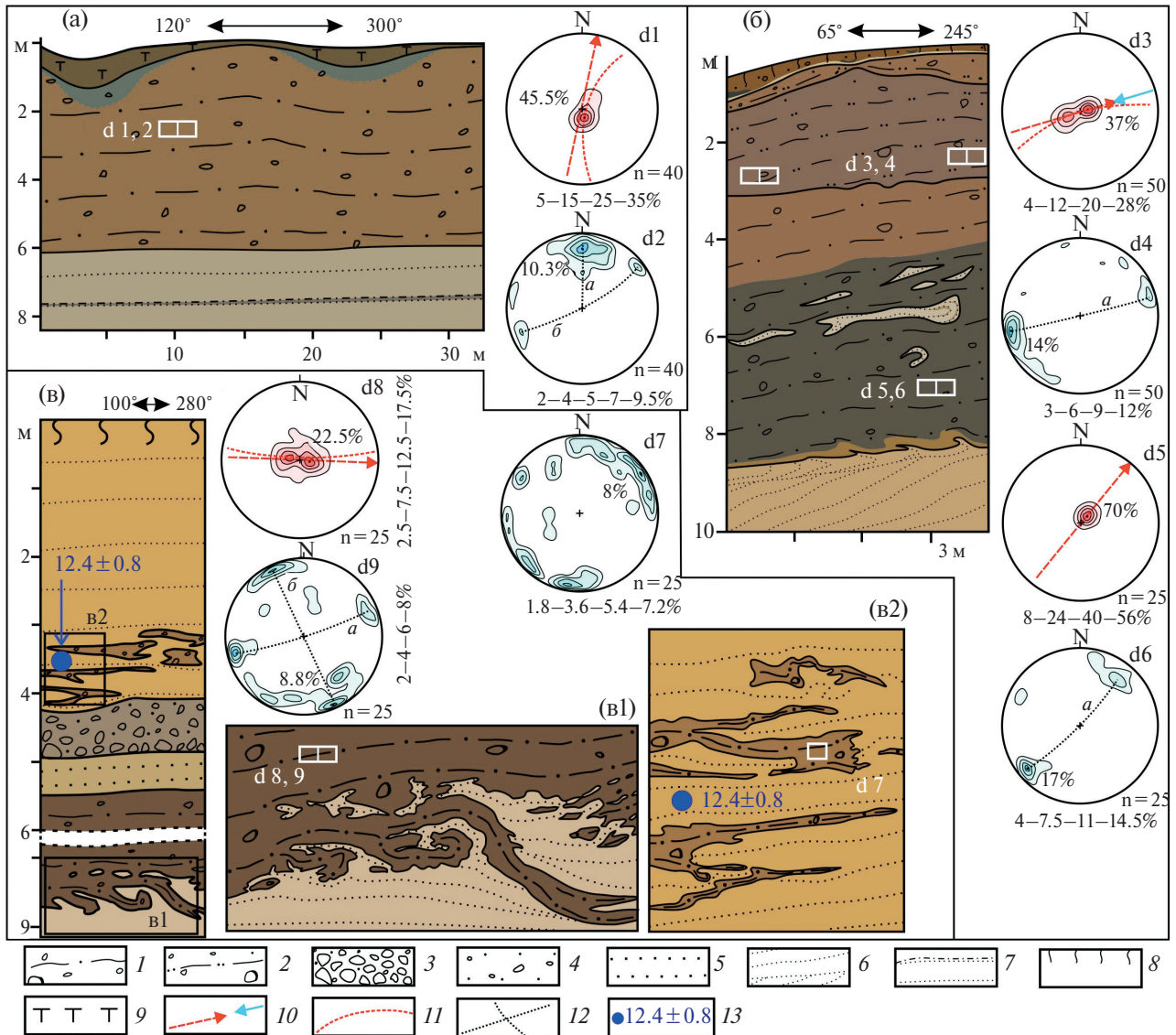


Рис. 4. Строение отложений, слагающих моренную равнину Абрамовского ((а) – разрез Юроватый 1) и Зимнего (разрезы: (б) – Майда; (в) – Ручьи) берегов Белого моря.

1 – диамиктон преимущественно алеврито-глинистого состава; 2 – то же, песчаного состава; 3 – галька с гравием, валунами и разнозернистым песком; 4 – разнозернистый песок с гравием и галькой, не сортированный; 5 – крупнозернистый песок, слоистый; 6 – тонко-мелкозернистые пески, слоистые; 7 – тонкозернистые пески с прослоями алевритов; 8 – почвенно-растительный слой; 9 – торф; обозначения на структурных круговых диаграммах: 10 – реконструкция направлений давления ледника (красная линия) и направление сжатия материала (синяя стрелка), 11 – проекция линии падения крыльев складки на нижнюю полусферу; 12 – оси растяжения (а) и сжатия (б) на диаграммах падения длинных осей гальки; 13 – OSL дата. Цветом на рисунке показан фактический цвет отложений, определенный в полевых условиях. Белые прямоугольники обозначают участки структурных исследований в разрезах.

Fig. 4. Structure of the sediments composing the moraine plain of the Abramovskiy ((a) – section Yurovaty 1) and Zimniy ((б) – Maida, (в) – Ruchyi) coasts of the White Sea.

1 – diamicton of predominantly silty-clayey composition; 2 – the same, sandy composition; 3 – pebbles with gravel, boulders and multigrained sand; 4 – multigrained sand with gravel and pebbles, not sorted; 5 – coarse-grained sand, layered; 6 – fine-fine-grained sand, layered; 7 – fine-grained sand with silty interlayers; 8 – soil and vegetation layer; 9 – peat; designations on structural circular diagrams: 10 – reconstruction of glacier pressure directions (red line) and material compression direction (blue arrow), 11 – projection of the fold wings dip line on the lower hemisphere, 12 – stretching (a) and compression (б) axes on the pebble long axis dip diagrams; 13 – OSL date. The color in the figure shows the actual color of the sediments determined in the field. White rectangles denote structural study areas in the transects.

диаграмме максимум по оси 20–200°, связанный со смятием диамиктона в пологие складки (рис. 4-d1). Подобным образом распределен максимум азимутов падения гальки с одним максимумом по азимуту около 0°. Указанные структурные особенности диамиктона показывают, что его формирование происходило во время давления ледника с юго-запада, а материал не подвергался значительному сжатию.

В разрезах Абрамовского берега диамиктон часто перекрывается плохо сортированными отложениями, состоящими из гравия, галек и мелких валунов; общая мощность может варьировать от 0.5 до 8.5 м. В них могут встречаться прослои горизонтально-слоистого мелко-тонкозернистого песка, переслаивающегося с алевритом. По одному из таких прослоев в разрезе Высыпной (66.357160° с. ш., 43.339830° в. д.) получена OSL дата 65.0 ± 7.0 тыс. л. (RGI-0859) (рис. 3, табл. 1). Мы полагаем, что эта толща флювиогляциального происхождения, осадконакопление происходило с высокой скоростью.

В кровле разреза отложений ледникового парагенетического ряда залегает слоистая толща, которую по характерному чередованию прослоев тонкозернистого песка, алеврита и мелко-среднезернистого песка (разрезы Высыпной, Нерпинский) мы можем считать озерно-ледниковой. Толщина прослоев алеврита может достигать 5 см, песка – 2–4 см, минимальная мощность прослоев – 1–2 мм. В прослоях песка встречаются дресва и мелкий щебень. В таких отложениях могут быть микровзбросы и микросбросы разной ориентировки и углов наклона. По подошве толщи может прослеживаться отмостка из мелких валунов толщиной “в один валун”, облекаемая слоистыми отложениями. Мощность толщи варьирует от 0.5 до 1.5 м. Из нее в разрезе Высыпной была получена OSL дата 21.4 ± 1.5 тыс. л. (RGI-0858), а в разрезе Нерпинский – 17.4 ± 1.3 тыс. л. (RGI-0854) (рис. 3, табл. 1).

Диамиктон в разрезах Абрамовского берега прослеживается как минимум до приустьевой части долины р. Кулой. Здесь на правом борту долины в разрезе Входной (66.131330° с. ш., 43.457660° в. д.) (рис. 1б-3) он залегает на морских песках мезенской трансгрессии. Сам диамиктон неконсолидированный, в его составе встречаются обломки кристаллических пород Фенноскандии размерностью от гравия до мелких валунов, количество которых уменьшается вверх по разрезу. В верхней части слоя диамиктона присутствуют линзы тонкозернистого песка, исчезающие с глубины 1.5 м. Общая мощность толщи – 5.5 м, граница с нижележащими морскими песками – резкая, эрозионная.

3.2.3.2. Зимний берег, юго-восточное побережье Горла Белого моря. Моренная равнина, строение

которой вскрыто в разрезах Абрамовского берега, простирается далее в юго-западном направлении. На отдельных участках развиты комплексы холмисто-грядового рельефа с отдельными формами высотой до 20 м. Строение такого комплекса в северо-восточной части Зимнего Берега вскрывается на участке от мыса Толстый Нос до устья р. Майды. Так, разрез Толстый Нос (66.399194° с. ш., 42.009111° в. д.) в береговом уступе высотой до 36 м (рис. 1б; 5) в верхней части вскрывает пачку ледниковых осадков, представленную коричневым песчано-глинистым диамиктоном с гравием, галькой и редкими валунами, и отчетливой сланцеватой текстурой. В юго-западной части разреза диамиктон заключен в крупную наклоненную складку с протяженностью крыльев до 6 м и простиранием шарнира по азимуту 100–280°. Падение крыльев складки отмечено по азимуту 255° под углами от 13 до 53°. В ядре складки залегают нижележащие разнотоннозернистые пески и алевриты. Общая мощность диамиктона в юго-западной части разреза составляет около 5–7 м, в районе складки до 11 м, и постепенно убывает в северо-восточном направлении до 4.5 м.

К юго-западу от устья р. Майды моренная равнина – холмистая, состоящая из отдельных изометричных в плане холмов высотой до 5–10 м, на отдельных участках осложнена параллельно-грядовым рельефом. Понижения между холмами и грядами заняты небольшими болотами или озерными котловинами. Строение одного из холмов этой равнины было описано в разрезе левого борта приустьевой части долины р. Майды (66.327250° с. ш., 41.914306° в. д.). В разрезе берегового уступа высотой около 22 м под несортированными мало-мощными разнотоннозернистыми пылеватыми песками общей мощностью до 0.5 м залегает толща диамиктона общей мощностью до 8 м, имеющая двучленное строение. Верхняя часть толщи представлена коричневым диамиктоном со значительной долей песка, а также с гравием, галькой и валунами; с глубины 0.4 м от кровли имеет отчетливую плитчатую текстуру. Встречаются многочисленные линзы и блоки сложной формы, толщиной до 0.5 м (рис. 4б).

Нижняя часть толщи характеризуется резким преобладанием в составе глинистых частиц, цвет изменяется до темно-серого с отдельными прослоями темно-коричнево-серого. Подошва диамиктона в целом ровная, субгоризонтальная. Воздействие диамиктона на нижележащие пески подчеркивается изменениями в развороте их первичной слоистости (рис. 4б).

Озерно-ледниковые отложения в пределах моренной равнины занимают небольшие понижения

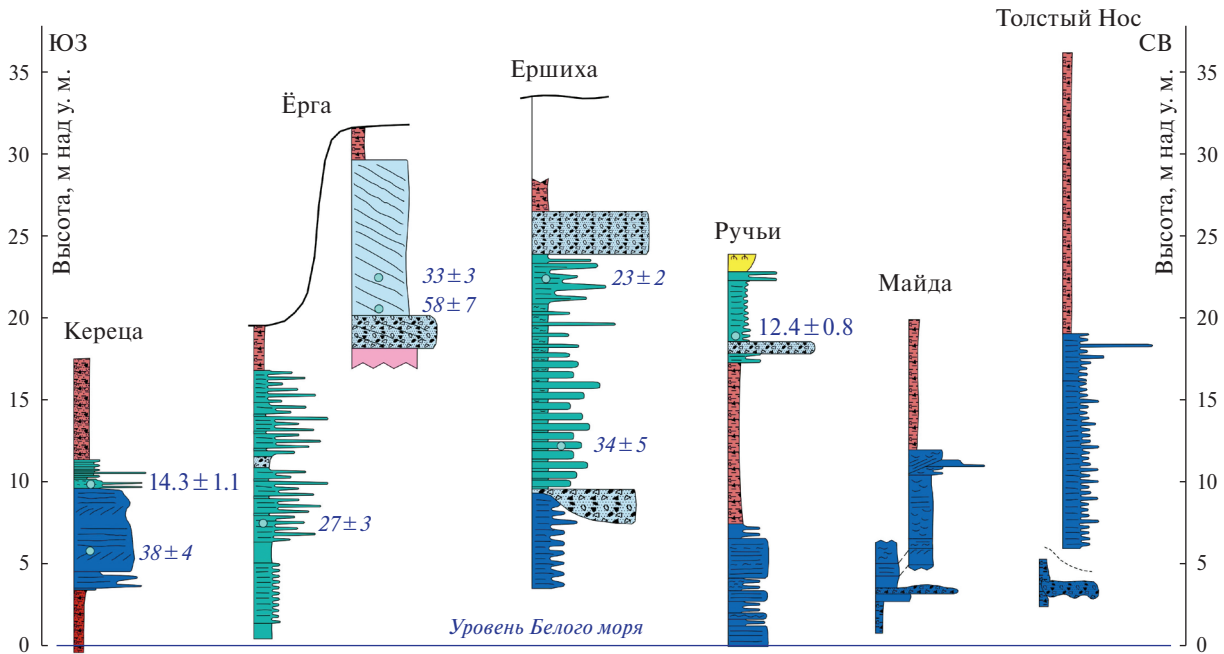


Рис. 5. Разрезы Зимнего берега. Усл. обозначения см. рис. 2.

Fig. 5. Sedimentary successions of the Zimniy coast. For legend see fig. 2.

ледникового рельефа с отметками абс. высот выше 15 м над у.м. (Астафьев и др., 2012), поскольку ниже этой отметки они чаще всего перекрываются морскими осадками позднеледниковой трансгрессии (Репкина и др., 2023). Один из таких участков был обследован в районе устья р. Ручьи (рис. 16; 5). Здесь в верхней части разреза Ручьи (66.044694° с. ш., 41.255694° в. д.) в береговом уступе высотой около 23 м на левом берегу реки с поверхности вскрывается толща мощностью 4.5 м, представляющая собой переслаивание тонкозернистого песка с тонкой линзовидной и горизонтальной слоистостью и коричневого алеврита. Из нее получена OSL дата 12.4 ± 0.8 тыс. л. (RGI-0846). Прослои алеврита распределены по разрезу неравномерно, с глубины 0.8 м от кровли в осадках встречаются редкие гальки. В песках отмечаются линзы сложной формы, толщина которых неравномерна и изменяется в пределах от 1 до 20 см (рис. 4в-в2). Материал в линзах представляет собой диамиктон коричневого цвета без видимой упорядоченной текстуры. Ниже последовательно залегают: а) несортированные пески с гравием, галькой и мелкими валунами, с прослоем разнозернистого песка по подошве общей мощностью около 1 м; б) серо-коричневый плитчатый диамиктон с гравием, галькой и валунами мощностью от 4.5 до 10 м; в) средне- мелкозернистые пески с прослоями алевритов. Подошва диамиктона крайне неровная,

отмечается затягивание в толщу нижележащих песков (рис. 4в-в1).

На юго-восточном берегу пролива Горло в районе мыса Инцы поверхность моренной равнины осложняется грядой, южнее которой прослеживается еще один комплекс холмисто-грядовых форм. Гряды здесь ориентированы субмеридианально или вдоль берега моря, спрямленные и слабоизвилистые, высотой до 15 м и с расстоянием между соседними формами до 0.5 км. Строение одной из таких гряд было вскрыто в береговом уступе Белого моря вблизи мыса Инцы (рис. 1). В разрезе Инцы (65.970056° с. ш., 40.715778° в. д.) вскрывается темно-красновато-коричневый деформированный диамиктон с многочисленными линзами и блоками сложной формы, заполненными разнозернистым песком, окаймленный зеленовато-серой глиной. Падение границ прослоев и линз – преимущественно в южном и юго-западном направлениях (рис. 6а). В основании гряды ориентировка плитчатости и слоистости образует выраженную антиклинальную складку с падением крыльев до 90° (рис. 6б).

3.2.3.3. Зимний Берег, Двинский залив. По побережью к югу от мыса Зимнегорский, который представляет собой структурный уступ Беломорско-Кулойского плато (Станковский и др., 1980), распространен преимущественно грядовый моренный рельеф с субмеридиональной ориентировкой отдельных форм, которая по мере удаления от

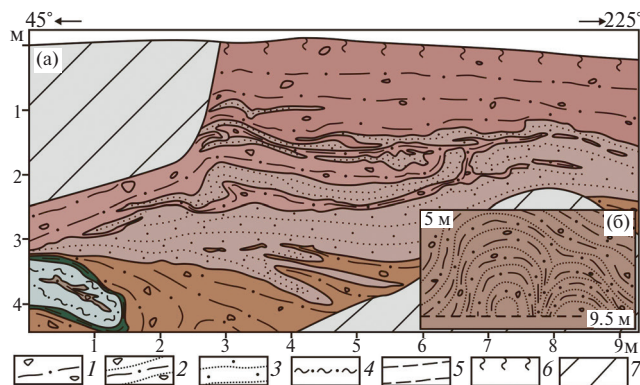


Рис. 6. Фрагменты строения моренной гряды вблизи мыса Инцы, верхняя часть разреза (а) и элемент гляциоскладки в нижней части разреза (б).

1 – диамиктон; 2 – диамиктон с тонкими прослоями мелкозернистых песков; 3 – мелкозернистые пески; 4 – алеврит; 5 – глина; 6 – почвенно-растительный слой; 7 – осыпь. Цветом на рисунке показан фактический цвет отложений, определенный в полевых условиях.

Fig. 6. Fragments of the moraine ridge structure near Cape Intsy, from the ridge surface (a) and in the core (б). 1 – diamicton; 2 – diamicton with thin interlayers of fine-grained sands; 3 – fine-grained sands; 4 – silt; 5 – clay; 6 – soil and vegetation layer; 7 – debris. The color in the figure shows the actual color of the sediments determined in the field.

уступа плато изменяется на северо-запад–юго-восточную. Гряды практически повсеместно сложены коричневым диамиктоном, который иногда входит в состав крупных складчато-надвиговых гляциодислокаций, а также гляциоскладок меньшего ранга. Так, в разрезе Ёрга 1 (65.414417° с. ш., 39.704611° в. д.) (рис. 1; 5; 7), коричневый диамиктон деформирован совместно с пачкой алевритов и тонкозернистых песков, залегающей субвертикально в крыле крупной асимметричной складки. В замковой части складки отмечаются многочисленные пологие разрывные деформации с амплитудой смещения осадков до 15 см. В ядре складки выявлены тонко- и мелкозернистые пески с многочисленными линзами алеврита, а также с отдельными гальками и валунами, из которых получена OSL дата 27.0±3.0 тыс. л. (RGI-1065) (табл. 1). Эти отложения суммарно имеют большую мощность (свыше 15 м) и значительно раздроблены многочисленными сбросами, иногда с флексуорообразным смещением прослоев осадков вдоль таких сбросов (рис. 7). Рядом, в 300 м к югу, в разрезе Ёрга 2 (65.41149° с. ш., 39.70578° в. д.) под коричневым, очень плотным плитчатым диамиктоном мощностью 2 м с текстурами ассимиляции залегают песчаная толща мощностью 9.5 м, состоящая из нескольких пачек разнозернистого горизонтально слоистого песка

и мелкого гравия. Слои падают под углом 20–25° на север и разбиты вертикальными трещинами разного порядка. В верхней части слоя появляются прослои алеврита и тонкозернистого песка, с частотой 3–7 см. Из этой толщи были получены OSL даты 33±3 тыс. л. (RGI-1072) и 58±7 тыс. л. (RGI-1071) (рис. 5; табл. 1).

Разрез Ершиха (65.449070° с. ш., 39.704620° в. д.) (рис. 1; 5) вскрывает строение округлого в плане холма, прислоненного непосредственно к уступу плато. Здесь с поверхности залегает коричневый диамиктон со сланцеватой текстурой мощностью до 2.1 м. Под ним вскрываются разнозернистые пески (до 0.7 м), без упорядоченной текстуры, с глиняной и алевритовой галькой, а также большим числом гальки и мелких валунов кристаллических пород. Ниже по разрезу залегают слоистые мелко-тонкозернистые пески с тонкими прослоями алеврита и редкими линзами грубозернистого песка; из этой толщи получены OSL даты 23.0±2.0 тыс. л. (RGI-0578) и 34.0±5.0 тыс. л. (RGI-0589) (табл. 1). В верхней части слоя встречаются линзы коричневого диамиктона с обломочным материалом до галечной размерности, по всему слою прослеживаются микросбросы. Нижняя граница этого слоя резкая, эрозионная.

В большинстве других разрезов этой части Зимнего берега с поверхности установлены монолитные диамиктоны коричневого и красновато-коричневого цвета, с многочисленными линзами, содержащими материал нижележащих осадков. Диамиктоны часто смяты в антиклинальные гляциоскладки, которым в современном рельефе соответствуют невысокие моренные гряды или овальные в плане холмы. Ориентировка этих форм в районе работ практически точно совпадает с простиранием береговой линии моря. Так, в разрезе Керца (65.318020° с. ш., 39.760680° в. д.) (рис. 1; 5) в береговом уступе высотой 18 м от уровня моря, вскрывающем строение одной из таких гряд, с поверхности залегает темно-коричневый алевритоглинистый плитчатый диамиктон, с гравием, галькой и валунами. Мощность диамиктона в разрезе изменяется от 2.5 до 5.5 м за счет крайне неровной подошвы с многочисленными текстурами захвата нижележащих отложений в виде линз с острыми по простиранию краями. Эти отложения представлены переслаивающимися мелко- и тонкозернистыми песками, с прослоями алеврита и среднезернистого песка, иногда с гравием и галькой. Из этой толщи получена OSL дата 14.3±1.1 тыс. л. (RGI-0590) (табл. 1). Ниже по разрезу, в толще песков и алевритов отмечаются складчатые деформации с падением крыльев к северо-западу и юго-востоку, а также встречаются линзы диамиктона с гравием, галькой

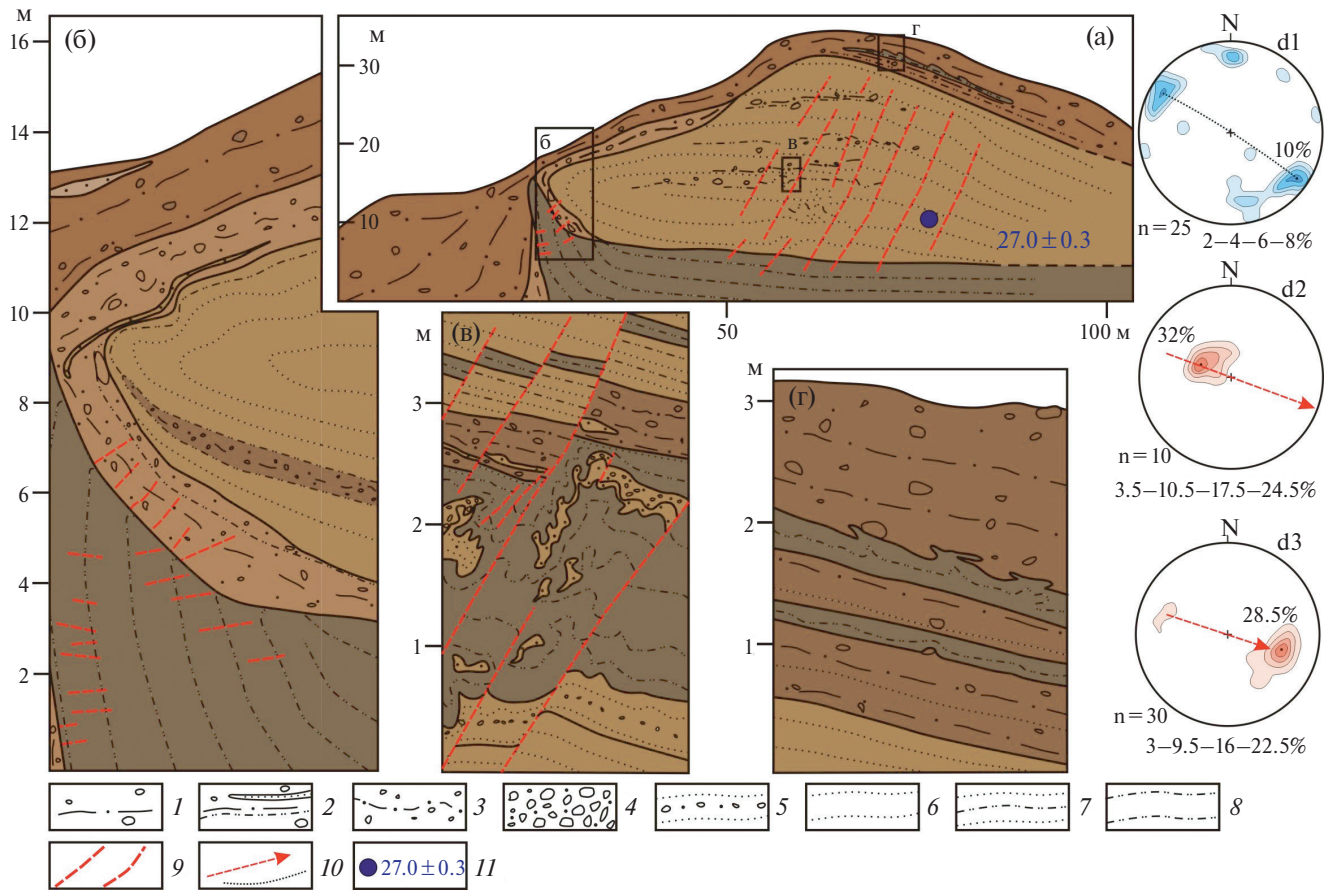


Рис. 7. Разрез напорной морены с глациодислокациями вблизи устья р. Ерга, общий вид (а) и строение отдельных фрагментов (б–г). Структурные диаграммы: d1 – ориентировка длинных осей галек в диамиктоне в кровле разреза, d2 – падение полюсов слоистости, d3 – падение сместителей разрывных нарушений.

1 – диамиктон; 2 – диамиктон с прослоями алевритов и линзами песков; 3 – диамиктон с неупорядоченной текстурой песчаного состава; 4 – галька с гравием и разнозернистым песком; 5 – разнозернистые пески с прослоями гравия и галькой; 6 – мелкозернистые пески, слоистые; 7 – тонко-мелкозернистые пески с прослоями алевритов; 8 – алевриты; 9 – разрывные нарушения; 10 – реконструкции направления давления ледника (красная стрелка) и главной оси ориентировки гальки (черная линия) на структурных диаграммах; 11 – OSL дата. Цветом на рисунке показан фактический цвет отложений, определенный в полевых условиях.

Fig. 7. Section of the pressure moraine with glacioidislocations near the mouth of the Yorga river, general view (a) and structure of individual fragments (б–г). Structural diagrams: d1 – orientation of long axes of pebbles in diamicton at the top of the section, d2 – dip of bedding poles, d3 – dip of fault planes.

1 – diamicton; 2 – diamicton with interlayers of siltstones and lenses of sands; 3 – diamicton with disordered texture of sandy composition; 4 – pebbles with gravel and multigrained sand; 5 – multigrained sands with interlayers of gravel and pebbles; 6 – fine-grained sands, layered; 7 – fine-grained sands with interlayers of silts; 8 – silts; 9 – discontinuities; 10 – reconstructions of the glacier pressure direction (red arrow) and the main axis of pebble orientation (black line) on the structural diagrams; 11 – OSL date. The color in the figure shows the actual color of the sediments determined in the field.

и валунами. Еще ниже залегает 6.5-метровая толща несортированного разнозернистого песка с гравием, галькой и мелкими валунами, крупной горизонтальной и косой слоистостью, с прослоями валуно-галечного материала. Из этой толщи получена OSL дата 38.0 ± 4.0 тыс. л. (RGI-0587) (табл. 1).

3.3. Петрографический состав обломков ледниковых отложений

В разрезах Зимнего берега крупнообломочная фракция диамиктона значительно насыщена по-

родами Фенноскандинавской питающей провинции, а также транзитной и местной провинций рифей-вендских пород котловины Белого моря (табл. 2). В распределении соотношения обломков наблюдается уменьшение роли Фенноскандинавской провинции с юго-запада на северо-восток (с 49.2 до 38.2%).

Среди осадочных пород преобладают обломки рифейских и вендских красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов, а также зеленова-

то-серых алевролитов. В разрезе Кереца в незначительных количествах встречаются светло-зеленые и бордовые аргиллиты, которые распадаются на пластинки при намокании. В разрезе Ёрга в коричнево-желтых песчаниках обнаружены фрагменты ходов червей, которые характерны для пород венда. В разрезе Майда общее увеличение доли осадочных пород происходит за счет обогащения обломками серых известняков и желтых доломитов (в разрезе Кереца – полосчатых), содержащих до 7.9% органических остатков (фрагменты мшанок, фораминифер и раковин моллюсков карбона и перми).

Магматические и метаморфические породы Кольско-Карельского региона принадлежат архей-раннепротерозойским и девонским магматическим комплексам Балтийского щита. Наиболее характерными из них являются обломки нефелинового сиенита (хибинита) из Хибинского массива в разрезе Кереца и трахитоидный фойяит Ловозерского массива в разрезе Ручьи и единичные обломки основных пород: актинолитизированных габброидов в разрезах Инцы, Ручьи, и Майда; обломки норита и плагиовестерита плотичинского, куземского или порьереченского комплексов в разрезе Майда. Встречаются единичные обломки измененного габбро-анортозита (Инцы), гранат-пироксеновых плагиосланцев (Ручьи, Майда), принесенные из области развития колвицкого габбро-анортозитового и кандалакшского плутоно-метаморфического комплексов. Также среди обломков присутствуют измененные базальты вулканогенно-осадочных толщ пояса Имандра-Варзуга (центральная часть Кольского региона), диопсид и гранат-содержащие амфиболиты кандалакшского комплекса, гнейсы с силлиманитом и гранатом порьегубского метаморфо-метасоматического комплекса из района пос. Умба. Наибольшая доля среди обломков у биотитовых гнейсов, плагиогранитов (7.9–22.6%) и гранитов (до 14.1%) из неопределимых комплексов Фенноскандинавской провинции.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

4.1. Надежность результатов OSL датирования

При OSL датировании четвертичных отложений принципиальное значение имеет был ли OSL сигнал в зернах минерала полностью обнулен перед захоронением. Если данное условие соблюдается, то полученные даты соответствуют времени формирования осадка. В противном случае даты будут удревлены и дадут лишь нижнюю границу возраста отложений. Вероятность засветки зерен зависит от условий их транспортировки (Gray et al., 2019). В условиях низкой плотности среды (например,

при эоловом переносе) зерна получают достаточно времени экспонирования для их полной засветки. При переносе материала ледниковыми водами плотность среды зачастую высокая, из-за чего не все зерна получают достаточно времени экспонирования для полного обнуления OSL сигнала. В результате в части зерен сохраняется остаточная доза, наличие которой ведет к удревлению OSL возраста.

Наиболее надежный метод оценки вероятности засветки кварца основан на сравнении дат, полученных по кварцу и КПШ (Murray et al., 2012; Möller, Murray, 2015). OSL в кварце обнуляется значительно быстрее, чем в полевых шпатах (Godfrey-Smith et al., 1988). Кроме того, в рамках протокола post-IR₅₀ IR₂₉₀SL SAR регистрируются два сигнала с разной скоростью обнуления под воздействием света – IR₅₀ и pIRIR₂₉₀. Первый записывается при ИК-стимуляции и температуре 50°C, второй – при последующей ИК-стимуляции и температуре 290°C. Скорость обнуления сигнала IR₅₀ выше, чем pIRIR₂₉₀, однако он подвержен аномальному затуханию – самопроизвольному снижению интенсивности со временем при отсутствии внешней стимуляции – из-за чего даты, полученные при использовании данного сигнала, могут быть несколько омоложены (Spooner, 1994). Э. Мюрреем (Möller, Murray, 2015) предложены критерии для оценки вероятности засветки кварца: 1) если отношение pIRIR₂₉₀-возраста к возрасту по кварцу равно единице (в пределах 2σ), кварц хорошо засвечен; 2) если отношение IR₅₀-возраста к возрасту по кварцу равно единице, кварц, вероятно, хорошо засвечен; 3) если оба условия не выполняются, степень засветки неизвестна. Так как часть дат, полученных нами по КПШ, имеет очень большие погрешности (табл. 3), мы используем более строгий критерий – отклонение от единицы должно быть ≤1σ.

Предложенные критерии, однако, могут быть излишне консервативными, поскольку в некоторых образцах из флювиогляциальных и лимногляциальных отложений Южной Швеции, для которых оба условия не выполняются, кварц оказался хорошо засвечен (Möller, Murray, 2015). Исходя из этого, мы также используем дополнительный критерий – величину избыточной дисперсии (ИД, англ. – *overdispersion*) индивидуальных D_e в навесках зерен кварца, которая характеризует разброс значений D_e относительно среднего. Так как при транспортировке зерен засветка происходит неравномерно, в плохо засвеченных отложениях зерен содержатся разные остаточные дозы, что увеличивает ИД. В хорошо засвеченных образцах величина ИД для навесок зерен кварца обычно не превышает 18% (Galbraith et al., 2005). Высокая ИД может

Таблица 3. Петрографический состав крупнообломочной фракции диамиктона, %
Table 3. Petrographic composition of the coarse clastic fraction of diamicton, %

Группы пород	Разрезы				
	Кереца	Ерга	Инцы	Ручьи	Майда
Осадочные, в том числе:	49.2	54.7	53.9	54.7	61.8
рифей-венд (песчаники, алевролиты, аргиллиты красные, алевролиты зеленовато-серые)	48.4	54.1	53.2	53.1	53.9
включая песчаники и алевролиты терской свиты рифея	46.0	42.0	53.2	53.1	52.6
карбон-пермь (известняки, известняки с органикой, карбонатно-глинистые породы, известковистые песчаники, доломиты, серые песчаники и аргиллиты с глауконитом и органикой и др.)	0.8	0.6	0.7	1.6	7.9
Архей-протерозой (гнейсы, граниты, габброиды и др.) и Хибинский и Ловозерский массивы, сумма:	49.2	43.9	43.7	40.6	38.2
нефелиновые сиениты Хибинского/Ловозерского массивов	1.6	–	–	1.6	–
измененные габбро-анортозиты, габбро-милониты, гранат-пироксеновые плагиосланцы	4.0	3.2	3.4	1.6	1.3
основные породы (габброиды, пироксениты и др.)	1.6	1.9	3.1	1.6	3.9
гнейсы биотитовые с гранатом	2.4	1.3	2.4	–	–
гнейсы биотитовые с силлиманитом и гранатом	1.6	–	1.7	–	3.9
гнейсы биотитовые, плагиограниты, в т.ч. измененные	22.6	15.3	16.4	20.3	7.9
гнейсы биотитовые м/з, гнейсо-сланцы	3.2	8.3	–	–	1.3
граниты	6.5	7.6	9.6	14.1	7.9
амфиболиты	2.4	2.5	5.5	1.6	2.6
вулканические породы (измененные базальты, актинолитовые сланцы по ним и др.)	3.2	1.3	1.0	–	6.6
кварц	–	2.5	0.3	–	1.3
полевошпат	–	–	0.3	–	1.3
Другие	1.6	1.3	2.4	4.7	–
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Количество обломков, шт.	124	157	293	64	76

объясняться и другими причинами, такими, как неоднородность бета-излучения в образце и пост-седиментационное перемешивание, характерное, в частности, для почвенного покрова (Galbraith et al., 2005). Кроме того, ИД увеличивается с возрастом отложений, так как кривая доза-эффект становится более пологой с ростом дозы. В наших образцах ИД варьирует в широком диапазоне от 11 до 61% (табл. 1), что предполагает неполную

засветку кварца в некоторых из них. В образцах с ИД < 20% кварц, вероятно, хорошо засвечен, даже если в них наблюдается большая разница в датах, полученных по кварцу и КПШ (табл. 1).

4.2. Палеогеография MIS 2 периферии Беломорско-Кулойского плато

Результаты изучения разрезов Зимнего и Абрамовского берегов Белого моря показывают отчетливую взаимосвязь строения верхневалдайской

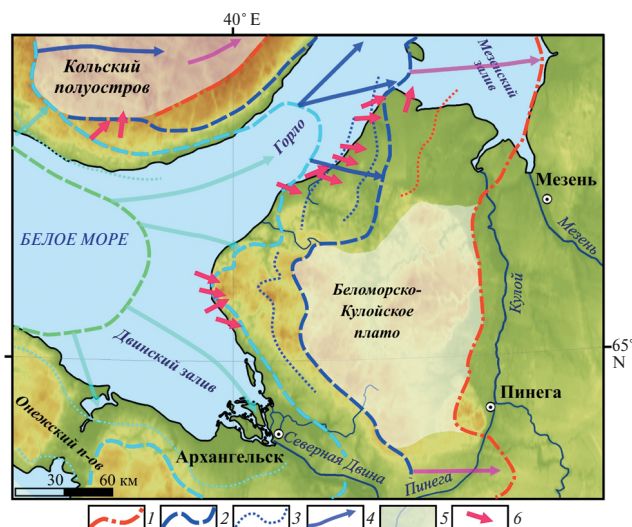


Рис. 8. Схема продвижения последнего ледникового покрова в районе работ и на прилегающих территориях (по новым и опубликованным ранее данным). *Распространение и направление движения ледникового покрова:* 1 – во время поздневалдайского максимума, 2 – в крестецкую фазу активизации (17–16 тыс. л. н.), 3 – в лужскую фазу (16–14.7 тыс. л. н.), 4 – в невскую фазу (14.1–13.9 тыс. л. н.); 5 – участки малоактивного ледникового покрова (восточная часть Кольского п-ова и восток Беломорско-Кулойского плато); 6 – реконструкция направлений давления ледника по данным структурного и петрографического методов.

Fig. 8. Scheme of the last ice sheet advance in the study area and adjacent territories (based upon the new and earlier published data).

Distribution and direction of movement: 1 – of the ice sheet during LGM, 2 – of the ice sheet during the Krestetsky stage (17–16 kyr), 3 – during the Luga stage (16–14.7 kyr), 4 – during the Neva stage (14.1–13.9 kyr); 5 – areas of inactive ice sheet (eastern part of the Kola Peninsula and east of the Kuloi Plateau); 6 – reconstruction of glacier pressure directions based on structural and petrographic methods.

осадочной толщи и современного аккумулятивно-го рельефа территории (Астафьев и др., 2012; Рыбалко и др., 2017). Рельефообразующими осадками в строении моренной равнины являются коричневые и красновато-коричневые диамиктоны, которые интерпретируются как основная морена. Ее гранулометрический состав характеризуется преобладанием алевритоглинистых частиц (до 58%) и тонкозернистых песков (до 35%), что в целом соответствует моренам последнего оледенения Архангельской области (Астафьев и др., 2012; Журавлев и др., 2012). Подобный гранулометрический состав морен отмечается и в разрезах вблизи Терского берега Белого моря (южный берег Кольского п-ова) (Евзеров, 2017). Основные морены характеризуются наличием отчетливой сланцеватости,

и в некоторых случаях тонких линз, что позволяет судить об общих направлениях перемещения материала при его формировании в базальной, насыщенной обломками пород части ледникового покрова (Лаврушин, 1976; Аболтиньш, 1989; Aber, Berg, 2007). Полученные результаты позволяют реконструировать общее продвижение последнего ледникового покрова с юго-запада на северо-восток и восток в пределах Зимнего Берега, примыкающего к Горлу Белого моря и в Мезенском заливе, а также в восточном и юго-восточном направлении на побережье Двинского залива (рис. 8). В целом реконструкции совпадают с ранее определенной структурой западной периферии скандинавского ледникового потока и разделением беломорского ледникового потока в районе Беломорско-Кулойского плато на две лопасти: терско-мезенскую и двинскую (Чеботарева, Макарычева, 1974; Hughes et al., 2016; Voyes et al., 2023). Петрографический анализ крупнообломочной фракции морен подтверждает полученные выводы. Так, во всех разрезах обнаружены обломки, привнесенные из источников по пути следования беломорского потока. С его северной периферии принесены нефелиновые сиениты Хибинского и Ловозерского массивов и вулканические породы серии Имандра-Варзуга. Продвижение массива льдов через территорию Кандалакшского залива подтверждается наличием гранат-пироксеновых плагиосланцев и габбро-анортозитов, а также биотитовых гнейсов с силлиманитом и/или кордиеритом и гранатом порьегубского комплекса. Доминирующие в составе обломки песчаников и алевритов рифея принесены из современной акватории Белого моря и южного побережья Кольского п-ова, а также в меньшей степени с территории Беломорско-Кулойского плато. Продвижение терско-мезенской лопасти ледника в северо-восточном направлении отражено в постепенном увеличении доли известняков и доломитов карбона и перми, которые слагают жесткий субгляциальный субстрат в области к северу от Беломорско-Кулойского плато. Наличие маломощного диамиктона с крупнообломочной фракцией пород Фенноскандинавской питающей провинции в восточной части Беломорско-Кулойского плато также указывает на продвижение южной периферии этой лопасти по территории Беломорских гор.

В большинстве разрезов в толщах основной морены зафиксированы смятие сланцеватости и слоистости в складки разной амплитуды, а также большое число малых отторженцев в виде блоков и линз из песков и алевритов нижележащих отложений. В строении участков грядово-холмистого рельефа и отдельных моренных гряд, осложняю-

щих поверхность моренной равнины, установлены крупные антиклинальные и лежачие складки, а также зоны надвигов и разрывных нарушений. Для зон надвигов характерны участки с резкими угловыми и литологическими несогласиями осадков (например, в районе мыса Инцы), которые иногда могут осложняться участками смешения и дробления разнородных осадков (в разрезе Ёрга 1). Подобные гляциотектонические образования наблюдаются в районе работ только в пределах положительных форм рельефа и могут быть отнесены к складчато-чешуйчатым моренам, которые формировались в зонах напряжений при краткосрочных ледниковых подвижках, например, на стыке участков активного и пассивного массивов льда (Лаврушин, 1976; Аболтиньш, 1989; Aber, Ber, 2007; Benn, Evans, 2010; Астахов, 2020).

Этот вывод подтверждается и отсутствием на дистальном (восточном и юго-восточном) склоне участков холмисто-грядового рельефа, которые характерны для предфронтальных краевых образований. К последним относятся только небольшие понижения изометричной формы — остаточные следы приледниковых водоемов, которые дренировались по сквозным ложбинам стока, иногда заполненными осадками долинных зандров (Журавлев и др., 2012; Астафьев и др., 2012). Озерно-ледниковые осадки небольших приледниковых водоемов обычно имеют малую мощность, что может указывать на их относительно непродолжительное время существования. Также такие водоемы небольших размеров известны на Терском берегу Белого моря и в центральной части Кольского региона, где с ними иногда связаны флювиогляциальные дельты (Вашков и др., 2024; Евзеров, 2014; Bakhmutov et al., 1993). Осадки таких водоемов представлены ленточными глинами и алевритами, а время их существования могло достигать 600 лет (Bakhmutov et al., 1993). По мере деградации последнего оледенения и таяния массивов мертвого льда зона формирования небольших водоемов могла постепенно сдвигаться вслед за краевой зоной ледника, а уже сформированные водоемы дренировались (в том числе в котловину Белого моря) по мере освобождения пролива Горло ото льда около 15–12.5 тыс. л. н.

Таким образом, проведенные реконструкции характеризуют три основных этапа развития территории восточного Беломорья во время MIS 2: а) наступление скандинавского ледникового покрова и продвижение до положения его максимального распространения, около 22–17.5 тыс. л. н.; б) начало деградации ледникового покрова с фазами его активизации, около 17.5–15 тыс. л. н.; в) существование небольших приледниковых водоемов

и их постепенное дренирование в бассейн Белого моря, около 15–12.5 тыс. л. н. При этом продвижение ледникового покрова со стороны Баренцева моря, а также признаки деятельности активного Кулойского ледникового покрова в районе работ во время рассмотренных этапов нами не установлены (рис. 8).

Первый этап, среди прочего, характеризовался формированием небольших приледниковых бассейнов перед краем наступающего ледникового покрова, в которых накапливались осадки, представленные переслаиванием серо-коричневых алевритов и тонко-мелкозернистых, реже — крупнозернистых песков. Эти отложения обследованы в разрезах Юроватый 2 и Высыпной, где по ним получены две OSL даты 21.7 ± 1.4 и 21.4 ± 1.5 тыс. л. соответственно. По-видимому, подобные отложения возрастом 21–20 тыс. л. подстилают и морену в разрезе на мысе Абрамовский (Larsen et al., 2006). Также к этому этапу могут быть отнесены дислоцированные алеврито-песчаные отложения из разреза Ёрга-1, по которым получена дата 27.0 ± 3.0 тыс. л., вероятно, удрежденная.

В пределах Абрамовского берега и приустьевой части рек Кулой и Мезень основная морена относительно маломощная (уменьшается от 5.5 до 1 м с запада на восток) и практически нигде не осложняется гляциодислокациями. Это может свидетельствовать об ее формировании во время одной подвижки ледника к ее максимуму продвижения, и о последующем омертвлении этой части ледниковой лопасти. По мнению (Larsen et al., 2006) об этом свидетельствует и рыхлость диамиктона в разрезе Входной. Постепенное вытаивание мертвого льда могло привести к формированию приледникового водоема в Мезенском заливе. Начало процесса дегляциации зафиксировано в разрезе Нерпинский, где по озерно-ледниковым осадкам получена OSL дата 17.4 ± 1.3 тыс. л., которая указывает на вероятное формирование в это время небольшого приледникового бассейна в прибрежной части Мезенского залива Белого моря. В целом эта дата соответствует представлениям о максимальном распространении терско-мезенской лопасти ледника около 18–17 тыс. л. н. (Larsen et al., 2006; Hughes et al., 2016; Astakhov et al., 2016). Формированию водоема могло способствовать наличие массива мертвого льда в устье р. Кулой. В Кулойской ложбине озерно-ледниковые отложения не установлены; возможно, приледниковое озеро не формировалось там по причине отсутствия устойчивого стока в ложбину и, соответственно, поступления воды по ней во время максимума последнего оледенения. Тем не менее, туда могли сбрасываться талые воды с территории Беломорско-Кулойского

плато, в том числе, по долине р. Сояны. У восточного склона плато таким образом могли формироваться зандры и конусы выноса, осадки которых вскрыты в разрезе Сояна.

Строение моренной равнины и осложняющих ее поверхность комплексов холмисто-грядового рельефа в северо-восточной части Зимнего берега указывает на наличие эпизодов краткосрочных активизаций края ледниковой лопасти в Горле Белого моря. Эти эпизоды подвижек активного ледника фиксируются по комплексам складчато-чешуйчатых морен в районе разрезов Толстый Нос и Инцы. Морфологический анализ современного рельефа условно позволяет отнести к таким участкам грядово-холмистый рельеф южнее устьев рек Майда и Ручьи. Эпизоды активизации ледникового края и связанные с ними складчато-чешуйчатые гляциодислокации могут соответствовать осцилляциям ледникового края, условно сопоставляемым с крестецкой (кенозерской) и лужской (карельской) фазами в пределах Русской равнины (Astakhov et al., 2016). В то же время подвижки ледниковых потоков в пределах Русской равнины и Беломорского региона не обязательно были синхронными (Boyes et al., 2024). Достаточно точно фазы активизации скандинавского ледника в районе работ можно коррелировать только с моренными грядами, выделенными на дне Белого моря (Рыбалко и др., 2017), и краевыми образованиями в юго-восточной части Кольского п-ова, поскольку они формировались на северной периферии той же ледниковой лопасти. На Терском берегу им может соответствовать грядовый и холмистый моренный рельеф, объединяемый в комплексы краевых образований Кейва I и II (Hätterstrand et al., 2007; Astakhov et al., 2016; Boyes et al., 2021). При корреляции этих образований принималась во внимание современная высотная позиция краевых форм в регионе (рис. 8), поскольку максимальная мощность льда этой ледниковой лопасти должна была отмечаться в ее осевой зоне, т. е. в центральной части Горла Белого моря. Корреляция, проведенная в данной работе, проводилась с учетом разницы современных отметок высот территории, прилегающей к Терскому и Зимнему берегам (свыше 200 м на отдельных участках) (рис. 8).

Напорные складчатые и надвиговые дислокации в южной части Зимнего Берега (разрезы Ёрга) также могут быть связаны с одной из фазисальных подвижек скандинавского ледникового покрова. Край активного ледника мог находиться в то время на относительно небольшом удалении от разреза Ёрга в восточном направлении (до 2–3 км) на высоком западном склоне Беломорско-Кулойского плато. Грядовый моренный рельеф в этой

части Зимнего берега маркирует внешнюю чешуйчато-надвиговую зону ледника (Лаврушин, 1976; Benn, Evans, 2010). Пространственная корреляция этих морен напора с краевыми образованиями как в районе работ, так и в акватории Белого моря и на Терском Берегу, а также данные инструментального датирования вовлеченных в гляциодислокации осадков из разреза Кереца указывают на их формирование около 15 тыс. л. н., что может соответствовать лужской (карельской) фазе активизации ледника (Hughes et al., 2016; Astakhov et al., 2016).

Омертвление и последующее вытаивание льдов лопасти ледника в Горле привели к смещению приледникового водоема к западу, где он располагался перед фронтом отступающего ледника, в то время как Горло Белого моря могло находиться в субаэральных условиях (Patton et al., 2017). Очевидно, что на территории Зимнего берега находилось большое число небольших остаточных водоемов, полностью или частично заблокированных мертвым льдом. Мы предполагаем, что один из таких водоемов располагался вблизи устья р. Ручьи, и его отложения вскрыты одноименным разрезом на отметках около 23 м над у. м. В нижней части толщи песков, которые залегают над мореной последнего оледенения с выраженным маломощным горизонтом размыва, отмечаются прослой алевритистого диамиктона с гравием, галькой и валунами. Они могут свидетельствовать об этапе вытаивания мертвого льда и попадания в водоем грязекаменных потоков. Дальнейшее осадконакопление могло происходить в более спокойной обстановке, а OSL дата 12.4 ± 0.8 тыс. л. — свидетельствовать о достаточно длительном времени существования этого водоема.

Отложения позднеледниковой трансгрессии зафиксированы в 6-метровой террасе в приустьевой части р. Кулой. По-видимому, аналогичные отложения, перекрывающие морену в устье р. Койды и на мысе Карьговский, были датированы в интервале 12.7–11.4 тыс. л. н. (Demidov et al., 2006). Возраст отложений соответствует хронологическим рамкам позднеледниковой трансгрессии (13.5–11.5 тыс. л. н.) согласно ранее проведенным реконструкциям (Колька, Корсакова, 2017; Репкина и др., 2023).

4. ВЫВОДЫ

1. Наступание последнего ледникового покрова на северо-восточное побережье Белого моря произошло после 22–21 тыс. л. н., а около 17.4 тыс. л. н. на Абрамовском берегу уже началась деградация краевой части терско-мезенской ледниковой лопасти. Таким образом, время максимального распространения последнего ледникового покрова на

побережье Мезенского залива Белого моря может быть определено в 18–17.5 тыс. л. н.

2. Краевые ледниковые образования Зимне-го берега – комплексы грядово-холмистого рельефа – представлены напорными моренами со складчато-надвиговыми гляциодислокациями. Краевые образования фиксируют промежуточные положения активного ледникового покрова в начальный период деградации оледенения около 17–14.7 тыс. л. н. Эти образования можно сопоставить с крестецкой (кенозерской) и лужской (карельской) фазами активизации ледника на Русской равнине; на территории Терского берега, у северной периферии той же ледниковой лопасти, им соответствуют краевые образования Кейва I.

3. Окончательная деградация оледенения на территории района исследований произошла после 14.7 тыс. л. н. и характеризовалась формированием ряда небольших приледниковых водоемов, которые существовали здесь до потепления аллерд, а в дальнейшем могли частично деградировать, частично поглотиться крупным приледниково-морским бассейном в котловине Белого моря.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Дополнительный материал публикуется на сайте журнала “Геоморфология и палеогеография” – <https://geomorphology.igras.ru/jour/pages/view/dopmat>

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Н. Н. Луговому, А. Ю. Качалову, С. В. Швареву, О. П. Корсаковой и Д. В. Мишуриному за неравнодушное участие в полевых работах.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФ, грант № 22-17-00259п (работы в Кулойской ложбине), в рамках выполнения Госзадания ИГ РАН, FMWS-2024-0003 (полевые работы и OSL датирование), и Госзадания ГИ КНЦ РАН FMEZ-2024-0007 (исследования отложений ледникового парагенетического ряда).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аболтиньш О.П. (1989) Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне. 284 с.

Астафьев Б.Ю., Богданов Ю.Б., Воинова О.А. и др. (2012) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-37 – Архангельск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 302 с.

Астахов В.И. (2020) Четвертичная геология суши: учебное пособие. СПб.: Изд-во СПбГУ. 440 с.

Вашков А.А., Носова О.Ю., Толстобров Д.С. (2024) Ледниковый рельеф центральной части Кольского региона. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 1. С. 70–92.
<http://doi.org/10.31857/S2949178924010061>

Демидов И.Н., Ларсен Э., Кйяер К.Х., Хоумарк-Ниельсен М. (2007) Стратиграфия верхнего плейстоцена южной части Беломорского бассейна. *Региональная геология и металлогения*. № 30–31. С. 179–190.

Евзеров В.Я. (2017) Литология морены поздневалдайского оледенения западной части Кольского полуострова. *Вестник Мурманского государственного технического университета*. Т. 20. № 1. С. 48–59.

Евзеров В.Я. (2014) Минерагения рыхлого покрова северо-восточной части Балтийского щита. Мурманск: МГТУ. 255 с.

Журавлев В.А., Куприн В.Ф., Лукьянова Л.И. и др. (2012) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Мезенская. Лист Q-38 – Мезень. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 311 с.

Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Ручкин М.С., Луговой Н.Н. (2022) Побережье Белого моря в пределах Русской плиты в позднем неоплейстоцене. *Известия Российской академии наук. Серия географическая*. № 6. С. 898–913.
<https://doi.org/10.31857/S2587556622060164>

Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Луговой Н.Н. и др. (2025) Палеогеографические обстановки в эпоху MIS 5 в юго-восточном Прибеломорье: предварительные результаты работ по периферии Беломорско-Кулойского плато. В сб.: *Материалы VI Всероссийской конференции памяти К.К. Маркова “Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена”*. М.: Красногорская типография. С. 41–45.

Карпухина Н.В., Маккавеев А.Н., Захаров А.Л. и др. (2022) Озерно-ледниковая терраса в Изборско-Мальской долине: строение, возраст и механизм формирования. *Геоморфология*. Т. 53. № 1. С. 65–80.
<https://doi.org/10.31857/S0435428122010084>

Колька В.В., Корсакова О.П. (2017) Положение береговой линии Белого моря и неотектонические движения северо-востока Фенноскандии в позднеледниковье и голоцене. В кн.: *Система Белого моря. Том IV. Процессы осадкообразования, геология и история*. М.: Научный мир. С. 222–249.

Лаврушин Ю.А. (1976) Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука. 237 с.

Репкина Т.Ю., Кублицкий Ю.А., Леонтьев П.А. и др. (2023) Изменение относительного уровня Белого моря в позднеледниковье – раннем голоцене (восточный берег пролива Горло, озеро Средняя Треть). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 54. № 4. С. 105–130.
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040084>

Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р., Токарев М.Ю. (2017). Четвертичные отложения Белого

- моря и история развития современного Беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене-голоцене. В кн.: *Система Белого моря. Том IV. Процессы осадкообразования, геология и история*. М.: Научный мир. С. 16–84.
- Соболев В.М. (2008) Состав, стратиграфия четвертичных отложений Горла Белого моря и основные черты его палеогеографии. В сб.: *Региональные палеогеографические реконструкции*. М.: Изд-во МГУ. С. 144–156.
- Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Ерохин А.Т. и др. (1980) Отчет о результатах групповой геологической съемки в Беломорско-Кулойском регионе Архангельской области 1974–1980 гг. Архангельск: Архангельское ТГУ. 331 с.
- Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. (1974) Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука. 216 с.
- Aber J.S., Ber A. (2007) *Glaciotektonism. Developments in Quaternary Sciences*, 6. Amsterdam: Elsevier. 246 p.
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. (2016) Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.* Vol. 420. P. 4–14.
<http://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Autzen M., Andersen C.E., Bailey M., Murray A.S. (2022) Calibration quartz: An update on dose calculations for luminescence dating. *Radiation Measurements*. Vol. 157. P. 1–5.
<http://doi.org/10.1016/j.radmeas.2022.106828>
- Bakhmutov V.G., Yevzerov V. Ya., Kolka V.V. (1993) Palaeomagnetism and Lithology of Late Weichselian deposits in Ust-Pjalka periglacial lake, south-east of the Kola Peninsula. *Geol. Carpathica*. Vol. 44. No. 5. P. 315–324.
- Banerjee D., Murray A.S., Bøtter-Jensen L., Lang A. (2001) Equivalent dose estimation using a single aliquot of polymineralline fine grains. *Radiation Measurements*. Vol. 33. Iss. 1. P. 73–94.
[https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(00\)00101-3](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(00)00101-3)
- Benn D.I., Ballantyne C.K. (1993) The description and representation of particle shape. *Earth Surf. Processes and Landforms*. Vol. 18. Iss. 7. P. 665–672.
<https://doi.org/10.1002/esp.3290180709>
- Benn D.I., Evans D.J.A. (2010) *Glaciers & Glaciations*. London: Hodder Education. 802 p.
- Benn D.I. (2013) Till fabric analysis. In: *Encyclopedia of Quat. Sci. Glacial Landforms, Sediments*. 2nd Ed. Elsevier. P. 76–80.
<https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53643-3.00087-x>
- Boyes B.M., Pearce D.M., Linch L.D. (2021) Glacial geomorphology of the Kola Peninsula and Russian Lapland. *J. of Maps*. Vol. 17. Iss. 2. P. 497–515.
<http://doi.org/10.1080/17445647.2021.1970036>
- Boyes B.M., Linch L.D., Pearce D.M., Nash D.J. (2022) The last Fennoscandian Ice Sheet. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 300. 107872.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107871>
- Boyes B.M., Linch L.D., Pearce D.M., Nash D.J. (2024) Younger Dryas and Early Holocene ice-margin dynamics in northwest Russia. *Boreas*. Vol. 53. Iss. 3. P. 376–400.
<https://doi.org/10.1111/bor.12653>
- Cresswell A.J., Carter J., Sanderson D.C.W. (2018) Dose rate conversion parameters: Assessment of nuclear data. *Radiation Measurements*. Vol. 120. P. 195–201.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2018.02.007>
- Cunningham A.C., Buylaert J.-P., Murray A.S. (2022) Attenuation of beta radiation in granular matrices: implications for trapped-charge dating. *Geochronology*. Vol. 4. Iss. 2. P. 517–531.
<https://doi.org/10.5194/gchron-4-517-2022>
- Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjær K.H., Larsen E. (2006) The last Scandinavian Ice Sheet in Northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics. *Boreas*. Vol. 35. Iss. 3. P. 425–433.
- Duller G.A.T. (2008) *Luminescence Dating Guidelines on using luminescence dating in archaeology*. Swindon: English Heritage. 43 p.
- Duller G.A.T. (2003) Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements. *Radiation Measurements*. 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)
- Durcan J.A., Duller G.A.T. (2011) The fast ratio: A rapid measure for testing the dominance of the fast component in the initial OSL signal from quartz. *Radiation Measurements*. Vol. 46. Iss. 10. P. 1065–1072.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2011.07.016>
- Durcan J.A., King G.E., Duller G.A.T. (2015) DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. *Quat. Geochronology*. Vol. 28. P. 54–61.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.03.012>
- Galbraith R.F., Roberts R.G., Yoshida H. (2005) Error variation in OSL palaeodose estimates from single aliquots of quartz: A factorial experiment. *Radiation Measurements*. Vol. 39. Iss. 3. P. 289–307.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2004.03.023>
- Geology Page. OpenStereo. [Электронный ресурс]. URL: <https://www.geologypage.com/2013/07/openstereo.html> (Access date: 12.07.2021).
- Godfrey-Smith D.I., Huntley D.J., Chen W.H. (1988) Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 7. P. 373–380.
[https://doi.org/10.1016/0277-3791\(88\)90032-7](https://doi.org/10.1016/0277-3791(88)90032-7)
- Gray H.J., Jain M., Sawakuchi A.O., Mahan S.A., Tucker G.E. (2019) Luminescence as a Sediment Tracer and Provenance Tool. *Rev. Geophys.* Vol. 57. Iss. 3. P. 987–1017.
<https://doi.org/10.1029/2019RG000646>
- Grosfjeld K., Funder S., Seidenkrantz M.S., Glaister C. (2006) Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia. *Boreas*. Vol. 35. P. 493–520.
<https://doi.org/10.1080/03009480600781917>
- Hansen V., Murray A.S., Buylaert J.-P. et al. (2015) A new irradiated quartz for beta source calibration. *Radiation Measurements*. Vol. 81. P. 123–127.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2015.02.017>
- Hättestrand C., Kolka V.V., Stroeven A.P. (2007). The Keiva ice marginal zone on the Kola Peninsula, northwest Russia: A key component for reconstructing the palaeoglaciology of the northeastern Fennoscandian Ice Sheet. *Bo-*

- reas*. Vol. 36. Iss. 4. P. 352–370.
<https://doi.org/10.1080/03009480701317488>
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. (2015) The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*. Vol. 45. Iss. 1. P. 1–45.
<http://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Jensen M., Larsen E., Demidov I.N. et al. (2006) Depositional environments and sea-level changes deduced from Middle Weichselian tidally influenced sediments, Arkhangelsk region, northwestern Russia. *Boreas*. Vol. 35. Iss. 3. P. 521–538.
<http://doi.org/10.1080/03009480600781941>
- Lapp T., Kook M., Murray A.S. et al. (2015) A new luminescence detection and stimulation head for the Risø TL/OSL reader. *Radiation Measurements*. Vol. 81. P. 178–184.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2015.02.001>
- Larsen E., Fredin O., Jensen M. et al. (2014) Subglacial sediment, proglacial lake-level and topographic controls on ice extent and lobe geometries during the Last Glacial Maximum in NW Russia. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 92. P. 369–387.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.02.018>
- Larsen E., Kjær K.H., Demidov I.N. et al. (2006) Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. *Boreas*. Vol. 35. Iss. 3. P. 394–424.
<https://doi.org/10.1080/03009480600781958>
- Liritzis I., Stamoulis K., Papachristodoulou C., Ioannides K. (2013) A re-evaluation of radiation dose-rate conversion factors. *Mediterranean Archaeology and Archaeometry*. Vol. 13. No. 3. P. 1–13.
- Möller P., Murray A.S. (2015) Drumlinised glaciofluvial and glaciolacustrine sediments on the Småland peneplain, South Sweden – new information on the growth and decay history of the Fennoscandian Ice Sheets during MIS 3. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 122. P. 1–29.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.04.025>
- Munsell A.H. Munsell soil color charts. Gretagmacbeth, 2000. 36 p.
- Murray A.S., Arnold L.J., Buylaert J.-P. et al. (2021) Optical-stimulated luminescence dating using quartz. *Nat. Rev. Methods Primers*. Vol. 1. 72.
<https://doi.org/10.1038/s43586-021-00068-5>
- Murray A.S., Thomsen K., Masuda N. et al. (2012) Identifying well-bleached quartz using the different bleaching rates of quartz and feldspar luminescence signals. *Radiation Measurements*. Vol. 47. Iss. 9. P. 688–695.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.05.006>
- Murray A.S., Wintle A.G. (2003) The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements*. 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)
- Nian X., Zhang W., Liu R. et al. (2024) Underestimated single-aliquot quartz OSL ages of Late-Pleistocene sediments due to the dominance of medium component. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 332. P. 1–9.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2024.108656>
- Patton H., Hubbard A., Andreassen K. et al. (2017) Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 169. P. 148–172.
<http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.019>
- Spooner N.A. (1994) The anomalous fading of infrared-stimulated luminescence from feldspars. *Radiation Measurements*. Vol. 23. Iss. 2–3. P. 625–632.
[https://doi.org/10.1016/1350-4487\(94\)90111-2](https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90111-2)
- Svensden J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. (2004) Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 23. Iss. 11–13. P. 1229–1271.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>
- Thiel C., Buylaert J.-P., Murray A.S. et al. (2011) Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quat. Int.* Vol. 234. Iss. 1–2. P. 23–31.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.05.018>
- Zaretskaya N.E., Korsakova O.P., Molodkov A.N. et al. (2022) Early Middle Weichselian in the White Sea and adjacent areas: Chronology, stratigraphy and palaeoenvironments. *Quat Int.* Vol. 632. P. 65–78.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.05.007>
- Zaretskaya N., Utkina A., Baranov D. et al. (2024) Limited extension of the MIS 2 proglacial lake in the Severnaya Dvina valley, south-eastern margin of the last Scandinavian Ice Sheet. *J. of Quat. Sci.* Vol. 39. Iss. 1. P. 82–101.
<https://doi.org/10.1002/jqs.3570>
- Zaretskaya N.E., Vashkov A.A., Baranov D.V., Lugovoy N.N. (2024) Glaciolacustrine sedimentary pattern of the Eastern White Sea area during the MIS 2. *Limnology and Freshwater Biology*. No. 4. P. 741–746.
<https://doi.org/10.31951/2658-3518-2024-A-4-741>

THE ONSET AND RECESSION OF THE LAST SCANDINAVIAN GLACIATION IN THE EASTERN WHITE SEA REGION¹

N. E. Zaretskaya^{a, #}, A. A. Vashkov^{b, ##}, D. V. Baranov^a, M. V. Ruchkin^c, O. Yu. Nosova^b,
and A. A. Cherezova^b

^a*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

^b*Geological Institute of KSC RAS, Apatity, Russia*

^c*All-Russian Research Geological Institute named after A. P. Karpinskiy, St. Petersburg, Russia*

[#]*E-mail: n_zaretskaya@inbox.ru*

^{##}*E-mail: a.vashkov@ksc.ru*

The paper presents the new data on the age and structural features of the sedimentary complex of the last (Late Valdai) glacial cover along the periphery of the Kuloi plateau (the Zimniy and Abramovsky coasts of the White Sea and the Kuloi River valley). It was established that glacial deposits of the Scandinavian glaciation can be traced over the entire territory of the study area, and their thickness gradually decreases to the north-east. They are represented by the basal tills, which compose a plain with separate hills. Pressure moraines complicated by folding and thrusting glacioidislocations are established in three areas. Analysis of the dip of glaciostructures, long axes of pebbles in the moraine, as well as the petrographic composition of the clasts indicates the formation of glacial deposits during the ice advance from the west and southwest to the east and northeast. On the Abramovsky coast above and inside the basal till, glaciolacustrine sediments represented by fine-grained sands with siltstone interlayers were found, for which dates ranging from 22 to 17.5 thousand years ago were obtained by the optically stimulated luminescence method. These sediments characterise the stage of ice advance. Glaciolacustrine sediments are fragmentally distributed on the Zimniy coast. The obtained dates indicate the formation of these sediments during the degradation of the last glaciation 17–14.7 kyr ago. Thus, it was possible to trace the dynamics of the glacial cover development during the last glacial maximum, as well as to reconstruct some stages of its degradation and to time the change of sedimentary setting from glacial and glaciolacustrine to marine. The Abramovsky coast was covered by a thin glacier only during LGM up to 17.5 thousand years ago. During the deglaciation at least three areas of pressure moraine were formed, which fix the intermediate position of the active marginal zone. The spatial correlation of the pressure moraines with the adjacent regions and the obtained chronological data allows us to compare those stages with the Krestets and Luga phases of deglaciation. The initial stage of deglaciation within the Zimny coast was characterised by the existence of a system of supraglacial and small proglacial water bodies near the marginal zone of the last glaciation.

Keywords: White Sea; glaciolacustrine sediments; moraine; Last Glacial Maximum; deglaciation; Late Glacial; luminescence dating

SUPPLEMENTARY MATERIALS

Additional material is published on the web-site of the journal “Geomorfologiya i Paleogeografiya” – <https://geomorphology.igras.ru/jour/pages/view/dopmat>

ACKNOWLEDGMENTS

The authors are grateful to N.N. Lugovoy, A.Yu. Kachalov, S.V. Shvarev, O.P. Korsakova and D.V. Mishurinsky for their passionate participation in the field work.

This work was partially supported by RSF grant No. 22-17-00259p (studies of the Kuloy hollow), with-

¹ *For citation:* Zaretskaya N. E., Vashkov A. A., Baranov D. V., Ruchkin M. V., Nosova O. Yu., and Cherezova A. A. (2025) The onset and recession of the Last Scandinavian Glaciation in the eastern White Sea Region. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 56. No. 4. P. 571–597. <https://doi.org/10.7868/S2949179725040031>

in the framework of the State Task of the IG RAS, FMWS-2024-0003 (field work and OSL dating), and the State Task of the Geological Institute of the KSC RAS FMEZ-2024-0007 (studies of glacial paragenetic sediments).

REFERENCES

- Aber J.S., Ber A. (2007) Glaciotektonism. Developments in Quaternary Sciences, 6. Amsterdam: Elsevier. 246 p.
- Aboltnyš O.P. (1989) Glaciosostruktura i lednikovyi morfogenez (Glaciostructure and glacial morphogenesis). Riga: Zinatne (Publ.). 284 p. (in Russ.).
- Astafiev B. Yu., Bogdanov Yu.B., Voinova O.A. et al. (2012) Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. M-b 1:1000000. Seriya Baltiiskaya. List Q-37 – Arkhangel'sk. Ob'yasnitel'naya zapiska (State Geological Map of Russian Federation on a scale of 1:1000000 (third edition). Baltic series. Sheet Q-37. Arkhangel'sk. Explanatory letter). Sankt-Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI (Publ.). 302 p. (in Russ.).

- Astakhov V.I. (2020) *Cetvertichnaya geologia sushi: uchebnoe posobie* (Quaternary geology of land: a tutorial). Sankt-Petersburg: SPbGU (Publ.). 440 p. (in Russ.).
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. (2016) Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.* Vol. 420. P. 4–14.
<http://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Autzen M., Andersen C.E., Bailey M., Murray A.S. (2022) Calibration quartz: An update on dose calculations for luminescence dating. *Radiation Measurements*. Vol. 157. P. 1–5.
<http://doi.org/10.1016/j.radmeas.2022.106828>
- Bakhmutov V.G., Yevzerov V. Ya., Kolka V.V. (1993) Palaeomagnetism and Lithology of Late Weichselian deposits in Ust-Pjalka periglacial lake, south-east of the Kola Peninsula. *Geol. Carpathica*. Vol. 44. No. 5. P. 315–324.
- Banerjee D., Murray A.S., Bøtter-Jensen L., Lang A. (2001) Equivalent dose estimation using a single aliquot of polymineral fine grains. *Radiation Measurements*. Vol. 33. Iss. 1. P. 73–94.
[https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(00\)00101-3](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(00)00101-3)
- Benn D.I. (2013) Till fabric analysis. In: *Encyclopedia of Quat. Sci. Glacial Landforms, Sediments*. 2nd Ed. Elsevier. P. 76–80.
<https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53643-3.00087-x>
- Benn D.I., Ballantyne C.K. (1993) The description and representation of particle shape. *Earth Surf. Processes and Landforms*. Vol. 18. Iss. 7. P. 665–672.
<https://doi.org/10.1002/esp.3290180709>
- Benn D.I., Evans D.J.A. (2010) *Glaciers & Glaciations*. London: Hodder Education. 802 p.
- Boyes B.M., Linch L.D., Pearce D.M., Nash D.J. (2022) The last Fennoscandian Ice Sheet. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 300. 107872.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107871>
- Boyes B.M., Linch L.D., Pearce D.M., Nash D.J. (2024) Younger Dryas and Early Holocene ice-margin dynamics in northwest Russia. *Boreas*. Vol. 53. Iss. 3. P. 376–400.
<https://doi.org/10.1111/bor.12653>
- Boyes B.M., Pearce D.M., Linch L.D. (2021) Glacial geomorphology of the Kola Peninsula and Russian Lapland. *J. of Maps*. Vol. 17. Iss. 2. P. 497–515.
<http://doi.org/10.1080/17445647.2021.1970036>
- Chebotareva N.S., Makarycheva I.A. (1974) *Poslednee oledenienie Evropy i ego geokhronologiya* (The last glaciations of Europe and its geochronology). Moscow: Nauka (Publ.). 216 p. (in Russ.).
- Cresswell A.J., Carter J., Sanderson D.C.W. (2018) Dose rate conversion parameters: Assessment of nuclear data. *Radiation Measurements*. Vol. 120. P. 195–201.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2018.02.007>
- Cunningham A.C., Buylaert J.-P., Murray A.S. (2022) Attenuation of beta radiation in granular matrices: implications for trapped-charge dating. *Geochronology*. Vol. 4. Iss. 2. P. 517–531.
<https://doi.org/10.5194/gchron-4-517-2022>
- Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjær K.H., Larsen E. (2006) The last Scandinavian Ice Sheet in Northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics. *Boreas*. Vol. 35. Iss. 3. P. 425–433.
- Demidov I.N., Larsen E., Kjær K.H., Houmark-Nielsen M. (2007) The Upper Pleistocene stratigraphy of the southern part of the White Sea catchment area. In: *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. No. 30–31. P. 179–189. (in Russ.).
- Duller G.A.T. (2003) Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements. *Radiation Measurements*. 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)
- Duller G.A.T. (2008) *Luminescence Dating Guidelines on using luminescence dating in archaeology*. Swindon: English Heritage. 43 p.
- Durcan J.A., Duller G.A.T. (2011) The fast ratio: A rapid measure for testing the dominance of the fast component in the initial OSL signal from quartz. *Radiation Measurements*. Vol. 46. Iss. 10. P. 1065–1072.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2011.07.016>
- Durcan J.A., King G.E., Duller G.A.T. (2015) DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. *Quat. Geochronology*. Vol. 28. P. 54–61.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.03.012>
- Ezverov V. Ya. (2014) *Minerageniya rykhlogo pokrova severo-vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita* (Minerageny of the loose cover of the north-eastern part of the Baltic Shield). Murmansk: MGTU (Publ.). 255 p. (in Russ.).
- Ezverov V. Ya. (2017) *Lithology of the Late Valdaian glacial moraine in the western part of the Kola Peninsula*. *Vestnik Murmanskogo gosudarstvennogo tekhnicheskogo universiteta*. Vol. 20. No. 1. P. 48–59 (in Russ.).
- Galbraith R.F., Roberts R.G., Yoshida H. (2005) Error variation in OSL palaeodose estimates from single aliquots of quartz: A factorial experiment. *Radiation Measurements*. Vol. 39. Iss. 3. P. 289–307.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2004.03.023>
- Geology Page. OpenStereo [Electronic data]. Access way: <https://www.geologypage.com/2013/07/openstereo.html> (Access date: 12.07.2021).
- Godfrey-Smith D.I., Huntley D.J., Chen W.H. (1988) Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 7. P. 373–380.
[https://doi.org/10.1016/0277-3791\(88\)90032-7](https://doi.org/10.1016/0277-3791(88)90032-7)
- Gray H.J., Jain M., Sawakuchi A.O., Mahan S.A., Tucker G.E. (2019) Luminescence as a Sediment Tracer and Provenance Tool. *Rev. Geophys.* Vol. 57. Iss. 3. P. 987–1017.
<https://doi.org/10.1029/2019RG000646>
- Grosfjeld K., Funder S., Seidenkrantz M.S., Glaister C. (2006) Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia. *Boreas*. Vol. 35. P. 493–520.
<https://doi.org/10.1080/03009480600781917>
- Hansen V., Murray A.S., Buylaert J.-P. et al. (2015) A new irradiated quartz for beta source calibration. *Radiation Measurements*. Vol. 81. P. 123–127.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2015.02.017>
- Hättestrand C., Kolka V.V., Stroeven A.P. (2007). The Keiva ice marginal zone on the Kola Peninsula, northwest Rus-

- sia: A key component for reconstructing the palaeoglaciology of the northeastern Fennoscandian Ice Sheet. *Boreas*. Vol. 36. Iss. 4. P. 352–370.
<https://doi.org/10.1080/03009480701317488>
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. (2015) The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*. Vol. 45. Iss. 1. P. 1–45.
<http://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Jensen M., Larsen E., Demidov I.N. et al. (2006) Depositional environments and sea-level changes deduced from Middle Weichselian tidally influenced sediments, Arkhangelsk region, northwestern Russia. *Boreas*. Vol. 35. Iss. 3. P. 521–538.
<http://doi.org/10.1080/03009480600781941>
- Karpuhina N.V., Makkaveev A.N., Zaharov A.L. et al. (2022) Glaciolacustrine terrace in the Izborsko-Malskaya valley: structure, age and mechanism of formation. *Geomorfologiya*. Vol. 53. No. 1. P. 65–80 (in Russ.).
<https://doi.org/10.31857/S0435428122010084>
- Kolka V.V., Korsakova O.P. (2017). The position of the White Sea coastline and neotectonic movements of the northeast of Fennoscandia in the Late Glacial and Holocene. In: *Sistema Belogo morya. Tom IV. Protsessy osadkoobrazovaniya, geologiya i istoriya*. Moscow: Nauchnyi mir (Publ.). P. 222–249 (in Russ.).
- Lapp T., Kook M., Murray A.S. et al. (2015) A new luminescence detection and stimulation head for the Risø TL/OSL reader. *Radiation Measurements*. Vol. 81. P. 178–184.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2015.02.001>
- Larsen E., Fredin O., Jensen M. et al. (2014) Subglacial sediment, proglacial lake-level and topographic controls on ice extent and lobe geometries during the Last Glacial Maximum in NW Russia. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 92. P. 369–387.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.02.018>
- Larsen E., Kjær K.H., Demidov I.N. et al. (2006) Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. *Boreas*. Vol. 35. Iss. 3. P. 394–424.
<https://doi.org/10.1080/03009480600781958>
- Lavrushyn Yu.A. (1976) Stroenie i formirovanie osnovnikh moren materikovykh oledeneni (Structure and forming of basal moraines of continental glaciations). Moscow: Nauka (Publ.), 1976. 237 p. (in Russ.).
- Liritzis I., Stamoulis K., Papachristodoulou C., Ioannides K. (2013) A re-evaluation of radiation dose-rate conversion factors. *Mediterranean Archaeology and Archaeometry*. Vol. 13. No. 3. P. 1–13.
- Möller P., Murray A.S. (2015) Drumlinised glaciofluvial and glaciolacustrine sediments on the Småland peneplain, South Sweden – new information on the growth and decay history of the Fennoscandian Ice Sheets during MIS 3. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 122. P. 1–29.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.04.025>
- Munsell A.H. (2000) Munsell soil color charts. Gretag-macbeth. 36 p.
- Murray A.S., Arnold L.J., Buylaert J.-P. et al. (2021) Optical-stimulated luminescence dating using quartz. *Nat. Rev. Methods Primers*. Vol. 1. 72.
<https://doi.org/10.1038/s43586-021-00068-5>
- Murray A.S., Thomsen K., Masuda N. et al. (2012) Identifying well-bleached quartz using the different bleaching rates of quartz and feldspar luminescence signals. *Radiation Measurements*. Vol. 47. Iss. 9. P. 688–695.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.05.006>
- Murray A.S., Wintle A.G. (2003) The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements*. 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)
- Nian X., Zhang W., Liu R. et al. (2024) Underestimated single-aliquot quartz OSL ages of Late-Pleistocene sediments due to the dominance of medium component. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 332. P. 1–9.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2024.108656>
- Patton H., Hubbard A., Andreassen K. et al. (2017) Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex. *Quater. Sci. Rev.* Vol. 169. P. 148–172.
<http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.019>
- Repkina T. Yu, Kublitskiy Yu.A., Leontiev P.A. et al. (2023) Relative sea-level change of the White Sea in the Late Glacial and Holocene: case study of the Srednyaya Tret' Lake, eastern coast of the Gorlo Strait. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 105–130 (in Russ.).
<https://doi.org/10.31857/S2949178923040084>
- Rybalko A.E., Zhuravlev V.A., Semenova L.R., Tokarev M.Y. (2017) Quaternary sediments of the White Sea and the history of development of the modern White Sea basin in the late Pleistocene-Holocene. In: *Sistema Belogo morya. Tom IV. Protsessy osadkoobrazovaniya, geologiya i istoriya*. Moscow: Nauchnyi Mir (Publ.). P. 16–84 (in Russ.).
- Sobolev V.M. (2008) Composition, stratigraphy of the Quaternary deposits of the White Sea Gorlo Strait and the main features of its paleogeography. In: *Regional'nye paleogeograficheskie rekonstruktsii*. Moscow: MGU (Publ.). P. 144–156 (in Russ.).
- Spooner N.A. (1994) The anomalous fading of infrared-stimulated luminescence from feldspars. *Radiation Measurements*. Vol. 23. Iss. 2–3. P. 625–632.
[https://doi.org/10.1016/1350-4487\(94\)90111-2](https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90111-2)
- Stankovskii A.F., Verichev E.M., Erokhin A.T. et al. (1980) 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). Arkhangelsk: Arkhangel'skoe TGU (Publ.). 331 p. (in Russ.).
- Svensden J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. (2004) Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 23. Iss. 11–13. P. 1229–1271.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>
- Thiel C., Buylaert J.-P., Murray A.S. et al. (2011) Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quat. Int.* Vol. 234. Iss. 1–2. P. 23–31.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.05.018>

- Vashkov A.A., Nosova O. Yu., Tolstobrov D.S. (2024) Glacial relief of the Central Part of the Kola region. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 55. No. 1. P. 70–92. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924010061>
- Zaretskaya N., Utkina A., Baranov D. et al. (2024) Limited extension of the MIS 2 proglacial lake in the Severnaya Dvina valley, south-eastern margin of the last Scandinavian Ice Sheet. *Journal of Quaternary Science*. Vol. 39. Iss. 1. P. 82–101. <https://doi.org/10.1002/jqs.3570>
- Zaretskaya N.E., Baranov D.V., Lugovoy N.N. et al. (2025) Palaeogeographic setting during the MIS 5 epoch in the south-eastern Pribelomorie: preliminary results of studies on the periphery of the Kuloy plateau. In: *Materialy VI Vserossiiskoi konferentsii pamyati K.K. Markova "Aktual'nye problemy paleogeografii pleistotsena"*. M.: Krasnogorskaya tipografiya. P. 41–45 (in Russ.).
- Zaretskaya N.E., Baranov D.V., Ruchkin M.S., Lugovoy N.N. (2022). The Southeastern White Sea Coast in the Late Pleistocene. *Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya geograficheskaya*. No. 6. P. 898–913 (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2587556622060164>
- Zaretskaya N.E., Korsakova O.P., Molodkov A.N. et al. (2022) Early Middle Weichselian in the White Sea and adjacent areas: Chronology, stratigraphy and palaeoenvironments. *Quat. Int.* Vol. 632. P. 65–78. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.05.007>
- Zaretskaya N.E., Vashkov A.A., Baranov D.V., Lugovoy N.N. (2024) Glaciolacustrine sedimentary pattern of the Eastern White Sea area during the MIS 2. *Limnology and Freshwater Biology*. No. 4. P. 741–746. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2024-A-4-741>
- Zhuravlev V.A., Kuprin V.F., Luk'yanova L.I. et al. (2012) 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 (third edition). Mezen series. Sheet Q-38 – Mezen'. Explanatory letter). Sankt-Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI (Publ.). 311 p. (in Russ.).