

ЛЕДНИКОВЫЙ РЕЛЬЕФ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА[#]

© 2024 г. А.А. Вашков^{1, *}, О.Ю. Носова¹, Д.С. Толстобров¹

¹Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия

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

Поступила в редакцию 17.04.2023 г.

После доработки 05.07.2023 г.

Принята к публикации 13.10.2023 г.

В связи с улучшением качества доступных цифровых моделей рельефа и космических изображений поверхности Земли, в последнее время складывается тенденция к интерпретации этой информации без достаточного подтверждения геологическими методами исследований. При этом именно данные о геологическом строении аккумулятивных ледниковых форм рельефа имеют решающее значение для интерпретации их генезиса и для реконструкции природной среды области последнего оледенения. В статье приведена классификация и характеристика геологического строения ледникового рельефа одного из ключевых участков Кольского региона. Она выполнена на основе морфометрических методов анализа рельефа, геолого-структурных методов, петрографического анализа крупнообломочного материала ледниковых отложений и исследования донных осадков озер. В районе работ были установлены две полосы ледникового аккумулятивного рельефа.

К первой полосе относится параллельно-грядовый рельеф на южном склоне Ловозерских Тундр. Он представляет собой образования боковой насыпной морены, которая формировалась у края ледника, двигавшегося с запада на восток вдоль склона. Также в состав этой полосы включен холмисто-грядовый рельеф вдоль склонов Ловозерских, Панских и Фёдоровой Тундр, который построен напорными конечно-моренными образованиями. Их слагают дислоцированные лимно- и флювиогляциальные отложения, а также насыпные и абляционные морены.

Вторая полоса образована тремя субпараллельными цепочками грядово-холмистого рельефа. В их строении участвуют складчатые и чешуйчато-надвиговые гляциодислокации. На дистальном склоне внешней цепочки развиты флювиогляциальные отложения.

Обе полосы ледникового рельефа сопоставляются с краевыми образованиями двух фаз сокращения последнего ледникового покрова. Анализ моделей дегляциации последнего ледникового покрова в Кольском и смежных регионах и информация о положении известных краевых образований позволили соотнести эти фазы с заключительными эпизодами лужской (карельской) и невской (сямозерской) фаз. Полученная информация позволяет более детально определить этапы развития последнего ледникового покрова и ход дегляциации Кольского региона в позднеледниковье.

Ключевые слова: поздний неоплейстоцен, последний ледниковый покров, краевые ледниковые образования, морфометрия рельефа, гляциодислокации

DOI: 10.31857/S2949178924010061, **EDN:** IOJQAF

ВВЕДЕНИЕ

Исследование рельефа с использованием космо- и аэрофотоснимков, а также цифровых моделей рельефа (ЦМР) высокого разрешения позволило улучшить информативность и качество геоморфологического картирования области последнего оледенения. Так на территории Кольского региона были созданы карты четвертичных отложений с элементами геоморфологии (Дедков

и др., 1989; Niemelja et al., 1993), гляциоморфологические схемы (Hätterstrand, Clark, 2006; Boyes et al., 2021) и схемы реконструкции динамики ледникового покрова (Стрелков и др., 1976; Евзеров, Николаева, 2000; Wishborrow et al., 2016; Boyes et al., 2022). В то же время, работы по изучению геологического строения форм ледникового рельефа в регионе проводились только в отдельных исследованиях (Евзеров и др., 1993; Kolka et al., 2008) или в ходе геологической съемки (Государственная ..., 2012). Изучение строения ледникового аккумулятивного рельефа актуально, в первую очередь, для уточнения результатов

[#] Ссылка для цитирования: 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. <https://doi.org/10.31857/S2949178924010061>; <https://elibrary.ru/IOJQAF>

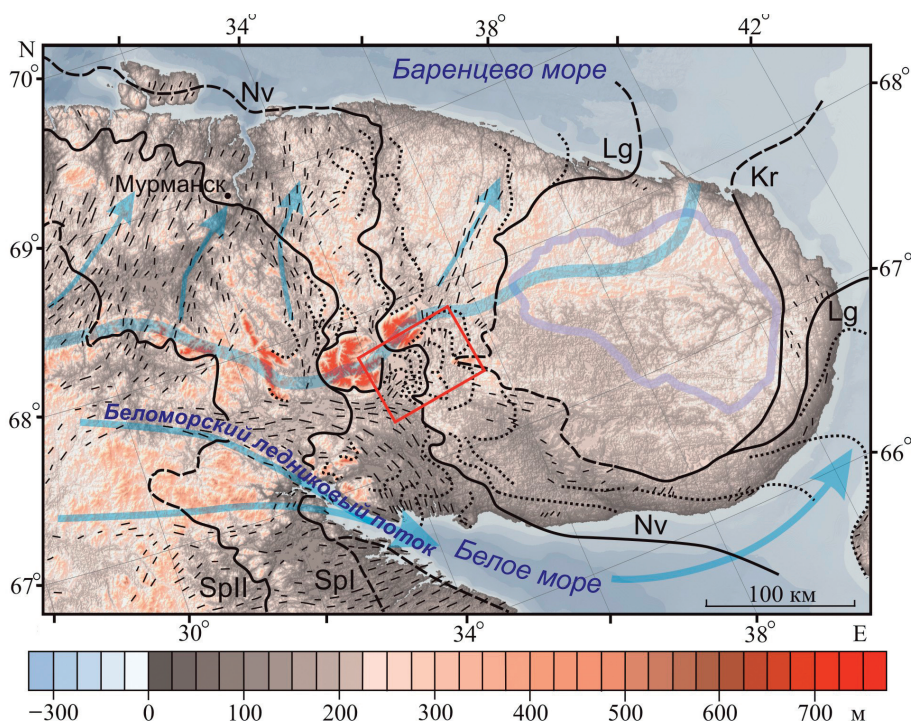


Рис. 1. Положение района работ в Кольском регионе. Линиями показаны границы последнего ледникового покрова во время фаз: Kr — крестецкой, Lg — лужской (Кейва I, карельская), Nv — невской (Кейва II, сямозерская), SpI, SpII, — Салпаусселька I и II, составлено с использованием (Astakhov et al, 2016; Korsakova et al, 2023). Пунктирная линия — предполагаемая граница. Прозрачная голубая линия — северная граница Беломорского ледникового потока. Прозрачные голубые стрелки — направления движения Скандинавского ледникового покрова (по Евзеров, Николаева, 2000; Boyes et al., 2022). Черные короткие линии - друмлины и линейно ориентированные выступы кристаллических пород по (Государственная ..., 2012; Boyes et al., 2021b). Прозрачный фиолетовый контур — площадь без ледниковых отложений в центре Кольского п-ова (по Дедков и др., 1989; Niemelä et al., 1993; Государственная ..., 2012).

Fig. 1. Location of the study area in the Kola region. The black lines show the boundaries of the last ice sheet during the stages: Kr — Krestsy, Lg — Luga (Keiva I, Karelia), Nv — Neva (Keiva II, Syamozero), SpI, SpII — Salpausselka I and II, compiled using (Astakhov et al., 2016; Korsakova et al., 2023). The dotted lines are the proposed boundaries. Transparent blue line — the north margin of the White Sea Ice Stream. Transparent blue arrows — flow directions of the Fennoscandian Ice Sheet (by Yevzerov, Nikolaeva, 2000; Boyes et al., 2022). The black short lines — subglacial lineations (by Bogdanov, 2012; Boyes et al., 2021b). Transparent violet outline — the area without glacial deposits in the central part of the Kola Peninsula (by Dedkov et al, 1989; Niemelä et al., 1993; Bogdanov, 2012).

дистанционных исследований, проводимых с целью определения динамики последнего ледникового покрова и характера дегляциации территории. Также данные о геологическом строении необходимы для корреляции краевых ледниковых образований и выявления новых перспективных участков строительных полезных ископаемых.

Один из ключевых участков Кольского региона расположен южнее горного массива Ловозерские Тундры (рис. 1). Здесь ранее были установлены моренные гряды, холмистые морены, друмлины, камы, озы, гляциодиапиры, флювиогляциальные и лимногляциальные равнины, а также латеральные каналы стока талых вод на склонах горных массивов (Граве, Евзеров, 1964; Стрелков и др., 1976; Евзеров, Кошечкин, 1980; Дедков и др., 1989; Niemela et al., 1993; Hätterstrand, Clark,

2006; Kolka et al., 2008; Евзеров, 2010; Государственная ..., 2012; Boyes et al., 2021). К краевым образованиям последнего ледникового покрова первоначально был отнесен только холмистый рельеф на северо-западных склонах Панских Тундр (Стрелков и др., 1976). Позже, на основе материалов Геологического института Кольского научного центра и Мурманской геологоразведочной экспедиции (Дедков и др., 1989), была разработана первая гляциодинамическая модель Кольского региона (Евзеров, Николаева, 2000). Холмистый рельеф у северо-западного склона Панских Тундр был сопоставлен с напорными конечно-моренными образованиями внешней полосы так называемого маргинального пояса II. Моренные гряды между Ловозерскими и Фёдоровской Тундрами были отнесены к насыпным конечно-мо-

Таблица 1. Морфометрические показатели рельефа центральной части Кольского региона: а — средняя протяженность склонов (м); b — средняя высота склонов (м); с — средняя крутизна склонов (град.); d — число холмов на 1 км² (ед.); e — коэффициент вертикального расчленения (отношение крутизны склона к его высоте)

Table 1. Morphometric indicators of the relief of the central part of the Kola region: a — average length of slopes (m); b — average slope height (m); c — average slope steepness (degrees); d — quantity of hills per 1 km² (units); e — dissection index (the ratio of slope steepness to its height)

Группы рельефа	a	b	c	d	e
<i>1. Рельеф, связанный с поднятиями дочетвертичной поверхности</i>					
1a. Низкие горы (массивы)	750—>1000	180—600	13.5—21.8	0—1	0.04—0.07
1b. Средние и крупные холмы	450—600	40—60	5.1—5.7	1—2	0.09—0.12
<i>2. Равнинный рельеф</i>					
2a. Холмистые моренные равнины	100—180	6—14	3.4—4.4	2—5	0.31—0.57
2b. то же, с друмлинами и флютинг-моренами	90—140	7—12	4.4—4.9	3—8	0.41—0.63
2с. Флювиогляциальные равнины	90—110	2—7	1.3—3.6	1—3	0.51—0.65
2d. Лимногляциальные равнины	90—110	2—4	1.3—2.1	0—2	0.52—0.65
<i>3. Грядовый и грядово-холмистый ледниковый рельеф</i>					
3a. Параллельно-грядовый склонов низких гор	30—60	6—21	11.3—19.3	28—36	0.92—1.88
3b. Холмисто-грядовый склонов низких гор	75—100	9—15	6.8—8.5	8—14	0.76—0.83
3с. Грядово-холмистый	30—70	5—12	9.5—9.7	10—20	0.81—1.90
3d. Холмистая морена, включая грядово-кольцевые формы	30—55	4—7	7.2—7.6	22—32	1.09—1.80
3е. Гряды и холмы троговых долин	30—50	3—10	5.7—11.3	18—28	1.13—1.90
<i>4. Отдельные положительные формы рельефа</i>					
4a. Камы и гляциодиапиры	60—140	8—18	7.3—8.2	ед.*	0.42—0.91
4b. Озы	30—50	4—12	7.6—13.5	ед.*	1.13—1.90

Примечание: * — камы и озы встречаются в виде единичных форм и не образуют в районе работ участков площадью 1 км² и более.

ренным образованиям внутренней полосы того же пояса. Время формирования маргинального пояса II было определено как бёллинг — средний дриас (Евзеров Николаева, 2000; Евзеров, 2010). Корреляция ледниковых форм внешней полосы пояса II с маргинальными образованиями Кольского региона и Карелии позволили отнести его к краевым образованиям фазы Кейва I (сямозерской в Карелии) (Astakhov et al., 2016) или же невской фазы (Ekman, Pyin, 1991; Государственная ..., 2012). Моренные гряды у юго-восточного берега Умбозера были соотнесены с напорными конечно-моренными образованиями внешней полосы пояса I, соответствующими похолоданию позднего дриаса (Евзеров, Николаева, 2000). Они сопоставляются с фазой Салпаусселька I (ругозерской в Карелии) (Ekman, Ilyin, 1991; Astakhov et al., 2016; Stroeve et al., 2016; Hughes et al., 2016).

Задачами данного исследования было определение особенностей геологического строения ледникового рельефа, его корреляция с краевыми

ледниковыми образованиями Кольского региона и определение хода дегляциации территории.

МЕТОДЫ

Фактический материал был получен в ходе полевых работ в 2018—2021 гг. Было изучено более 25 естественных обнажений и шурфов, а также исследованы донные осадки пяти озерных котловин (пп. 1—24 на рис. 2, табл. 1). Морфометрические исследования ледниковых форм рельефа в полевых условиях заключались в определении длины, высоты, крутизны склонов, ширины и ориентировки гребней гряд. Через отдельные формы при помощи нивелирной рейки, рулетки длиной 30 м и компаса проводились нивелирные ходы. В камеральных условиях определялось соответствие полученных данных с ЦМР ArcticDEM разрешением 2 м (Porter et al, 2018) и с крупномасштабными топографическими картами. На ключевых участках ЦМР размерами от 4×2 до 21×8 км на площадях 1×1 км определялось количество отдельных

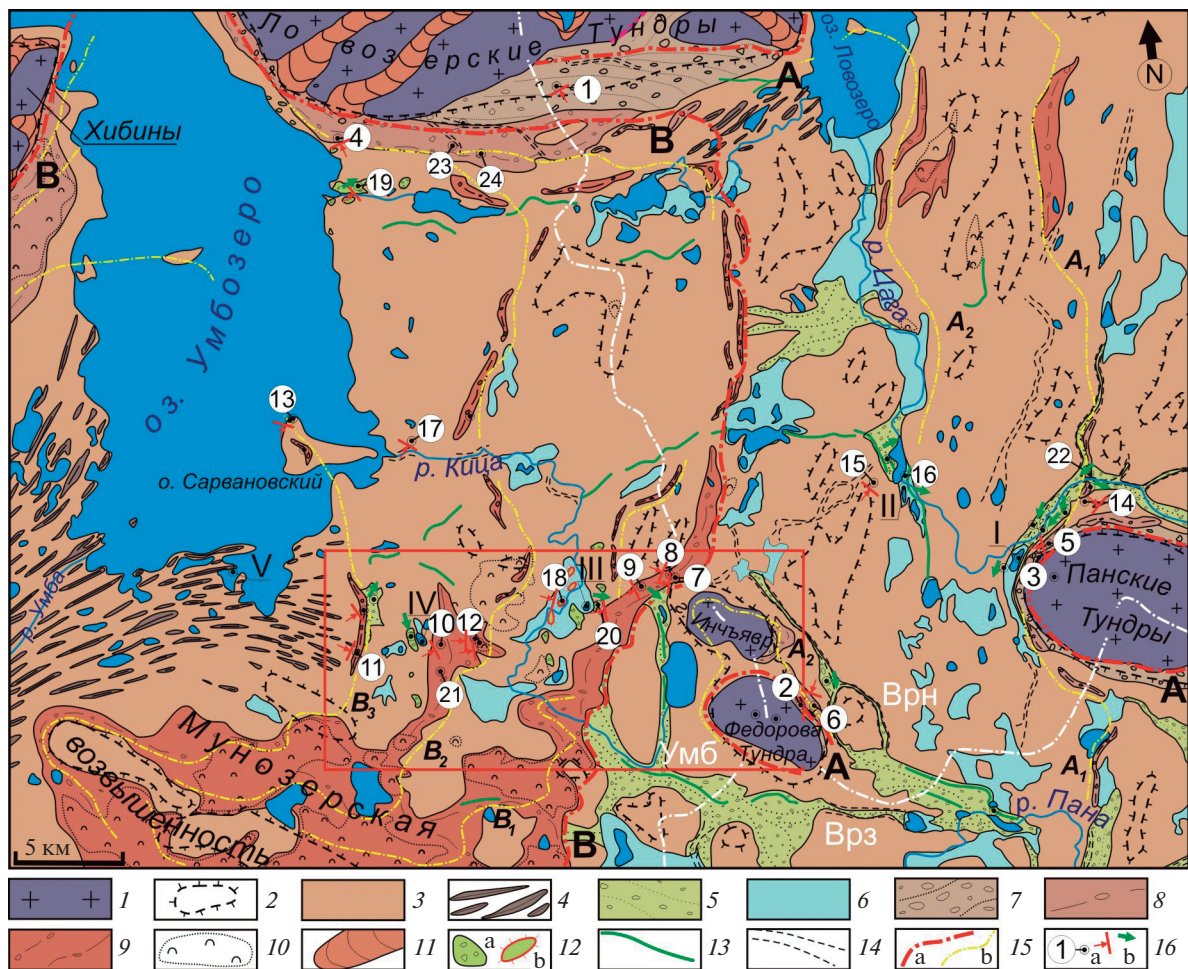


Рис. 2. Гляциоморфологическая схема района работ (расположение см. на рис. 1). Рельеф, связанный с поднятиями дочетвертичной поверхности: 1 — низкие горы (массивы), не перекрытые четвертичными отложениями (1a в табл. 1), 2 — средние и крупные холмы с чехлом четвертичных осадков (2b); *равнинный рельеф*: 3 — моренная равнина (2a), 4 — то же, с друмлинами и флютинг-моренами (2b), 5 — флювиогляциальные равнины (2c), 6 — озерно-ледниковые равнины (2d); *грядовый и грядово-холмистый ледниковый рельеф*: 7 — параллельно-грядовый склонов низких гор (3a), 8 — холмисто-грядовый склонов низких гор (3b), 9 — грядово-холмистый (3c), 10 — холмистая морена, включая грядово-кольцевые формы (3d), 11 — гряды и холмы троговых долин (3e); *отдельные положительные формы рельефа*: 12 — камы (a) и гляциодиапиры (b) (4a), 13 — озы (4b); 14 — ложбины стока талых вод; 15 — границы выделенных полос А и В (a) и субпараллельные им цепочки (b); 16 — пункты исследований и их номера, реконструкция направления давления ледника (a) и направления течения потоков талых вод (b). Номера исследованных озерных котловин даны римскими цифрами. Белые линии — положение водоразделов бассейнов рек: Умб — Умба, Врз — Варзуга, Врн — Воронья. Красный прямоугольник — ключевой участок морфометрических исследований.

Fig. 2. Glaciomorphological scheme of the study area (see location in fig. 1). Relief associated with uplifts of the pre-Quaternary surface: 1 — low mountains (bedrock), not covered by Quaternary deposits (1a in table 1); 2 — medium and large hills covered by Quaternary deposits (2b); *Flat terrain*: 3 — moraine plain (2a), 4 — the same, with drumlins and fluting moraines (2b), 5 — glaciofluvial plains (2c), 6 — glaciolacustrine plains (2d); *Ridge and ridge-hummocky glacial relief*: 7 — parallel ridge relief on the slopes of the low mountains (3a), 8 — hummock-ridge relief, near the slopes of the low mountains (3b), 9 — ridge-hummocky relief (3c), 10 — hummocky moraines and ring-ridge forms (3d), 11 — moraines of mountain glaciations (3e); *Individual landforms*: 12 — kames (a) and glaciopodia (b) (4a), 13 — eskers (4b); 14 — meltwater channels; 15 — boundaries of the distinguished bands A and B (a) and chains subparallel to them (b); 16 — points of studying and their numbers, reconstruction of the direction of the glacier pressure (a) and the direction of the melt water flow (b). Studied lake basins have Roman numerals. White lines — the position of the watersheds of the river basins: Умб — Umba, Врз — Varzuga, Врн — Voronya. The red rectangle is a key area for morphometric studies.

вершин, средняя высота склона и средняя длина. По этим показателям были вычислены средняя крутизна склонов и коэффициент вертикального расчленения рельефа (отношение крутизны склона к его высоте) (Кайрюкшис и др., 1983). На основании этих показателей в программе Surfer 13 для ключевого участка были построены морфометрические схемы (см. доп. материал 1)¹. Анализ схем и морфометрических показателей позволил отличить формы, связанные с выступами коренных пород, от положительных аккумулятивных форм ледникового генезиса и классифицировать их. Необходимость такого разделения в условиях Кольского региона обусловлена тем, что отдельные формы на космических изображениях, связанные с выступами коренных пород, могут быть приняты за краевые ледниковые образования или ледниковый линейно ориентированный рельеф (Grosswald, 2001). По морфометрическим характеристикам было выделено 12 групп рельефа, которые использовались для создания гляциоморфологической схемы (рис. 2).

В обнажениях и шурфах изучались структурно-текстурные особенности отложений, цвет определялся при помощи колориметрической системы Munsell Soil Color Charts. Гранулометрический анализ состава производился при помощи сит диаметром 0.1–10 мм. Исследование текстуры ледниковых отложений заключалось в определении характера слоистости и наличия разнородных включений. В моренах выявлялись закономерности расположения материала: сланцеватость, наличие линз (например, песков), элементы залегания которых измерялись при помощи геологического компаса (Аболтиныш, 1989). Также в моренах с целью реконструкции направления давления ледника производились замеры элементов залегания длинных осей галек, дополнительно также определялись их размеры и степень окатанности (Benn, Ballantyne, 1993; Benn, 2013). В разных частях разреза выполнялось по 25–100 замеров азимутов и углов падения плоскостных элементов (например, поверхностей сланцеватости) и длинных осей галек. При исследовании складчатых и сложных надвиговых гляциодислокаций определялась ориентировка плоскостей надвигов,

сдвигов, сбросов, крыльев и шарниров складок (Włodarski, Godlewska, 2016). Обработка замеров проводилась при помощи программы OpenStereo 0.1.2. Структурные диаграммы строились на нижней полусфере равноплощадной сетки Шмидта. Реконструкция направления давления ледника опиралась на положение максимума ориентировки полюсов плоскостных элементов в морене (Аболтиныш, 1989), либо на положение в разрезе плоскостей сдвигов (Włodarski, Godlewska, 2016). Проверка результатов реконструкции проводилась по анализу ориентировки длинных осей галек. В случае преобладания растяжения материала при однородном течении льда, направлению движения обычно соответствует один или пара противоположных максимумов. На сжатие материала может указывать положение одного или нескольких дополнительных максимумов линейных элементов, которые фиксируются с разницей 75–90° от главного направления движения льда (Аболтиныш, 1989; Benn, 2013).

Для уточнения направления перемещения ледника проводился петрографический анализ обломочного материала морен. Опробовалась валунная (>100 мм), галечная (10–100 мм) и крупногравийная (5–10 мм) фракции. Валунная фракция собиралась на вершинных частях моренных гряд в пределах площадки 5×5 м с глубины до 0.35 м. Валуну визуально были разделены на группы. Из каждой группы отбирались наиболее характерные образцы, из которых затем изготавливались петрографические шлифы для более точного описания выделенных групп пород. Галечная и крупногравийная фракции при помощи сит выделялись из проб морены весом в 15–25 кг, отобранных непосредственно из обнажений. Далее, опираясь на выделенные при изучении валунной фракции группы, при помощи стереоскопического микроскопа (бинокля) изучался петрографический состав галек и крупного гравия. Выделенные группы сопоставлялись с коренными породами Кольского региона для определения направления перемещения материала.

Были исследованы донные отложения в пяти озерных котловинах (I–V на рис. 2). Глубина озера и высота порога стока измерялась с помощью портативного эхолота “Deeper”, место для отбора керна выбиралось на плоском участке дна. Отбор колонок осадков проходил с плавучей платформы с помощью русского торфяного бура. Длина каждого керна составляла 1 м, диаметр 75 мм. Литологическое описание заключалось в опре-

¹ Дополнительный материал публикуется на сайте журнала “Геоморфология и палеогеография” — <https://geomorphology.igras.ru/jour/pages/view/dopmat> Additional material is published on the web-site of the journal “Geomorfologiya i Paleogeografiya” — <https://geomorphology.igras.ru/jour/pages/view/dopmat>

делении цвета, текстуры, гранулометрического состава и анализа включений. С целью определения начала накопления органогенных осадков у их подошвы и контакта с минерагенными отложениями были отобраны пробы на радиоуглеродное датирование (доп. материал 2). Опробовался интервал мощностью 2–8 см. Определение возраста производилось в лаборатории СПбГУ по общепринятой методике (Arslanov et al., 1993). Полученные радиоуглеродные даты были калиброваны с использованием программы OxCal 4.4 с применением калибровочной кривой IntCal 20 (Bronk Ramsey; Reimer et al., 2020).

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ

Район работ находится на водоразделе Баренцева (бассейн р. Воронья) и Белого (бассейны рек Умба и Варзуга) морей и представляет собой равнину с абс. отметками 155–220 м над у. м. В северной части района равнина примыкает к южным склонам Ловозерских Тундр высотой 650–900 м над у. м. В южной части района работ равнина граничит со склонами ледораздельной островной Мунозерской возвышенности высотой до 356 м над у. м. (Колька, 1998). Также в южной части находится массив Фёдоровой Тундра размерами 9×3.5 км и высотой до 517 м над у. м. В юго-восточной части района работ равнина граничит с Панскими Тундрами высотой до 629 м над у. м. (рис. 1, 2).

Массив Ловозерских Тундр сложен породами хибино-ловозерского щелочного (луявриты, фойяиты, уртиты) plutонического комплекса. Массивы Панских и Фёдоровой Тундр представлены панско-мончегорским plutоническим комплексом (габбронориты, нориты, габбро). Коренные породы в пределах равнины представлены преимущественно гранитоидами мигматит-плагиогранитового комплекса, в меньшей мере мигматит-диоритового и мигматит-гранитового комплексов. В юго-западной части района залегают толщи метаморфизованных базальтов, андезибазальтов, дацитов и конгломератов стрельнинской серии и базальтов, андезибазальтов и туфов полисарской свиты (Государственная ..., 2012). Равнинная часть района работ относится к области слабого поднятия на новейшем этапе тектонического развития. Эта область ограничена Ловозерским массивом с интенсивным поднятием, а также массивами Панской и Фёдоровой Тундры с умеренным поднятием (Кошечкин, 1979; Государственная ..., 2012). Гра-

ницы областей с разной интенсивностью поднятия разделяются зонами активизированных на новейшем этапе разломов, в основном сбросовой кинематики. По оси котловины Ловозеро — бассейн р. Цага прослеживается структура новейшего грабена (Ядута, Москаленко, 2003).

Четвертичные отложения в районе работ залегают сплошным покровом неравномерной мощности, от первых метров до 40–70 м (Государственная ..., 2012). На вершинах и иногда на склонах низких гор ледниковые отложения представлены только отдельными эрратическими обломками. В составе четвертичной толщи доминируют образования валдайского надгоризонта и голоцена (Стрелков и др., 1976; Государственная ..., 2012). Практически повсеместно развиты отложения осташковского горизонта, которые представлены моренами разных фаций, лимно- и флювиогляциальными образованиями (Дедков и др., 1989; Niemela et al, 1993; Государственная ..., 2012). В отдельных разрезах грядово-холмистых массивов и ледниковых гряд были установлены чешуйчатые и надвиговые гляциодислокации (Евзеров и др., 1993; Kolka et al., 2008). К межстадиальным образованиям ленинградского горизонта в районе работ условно могут быть отнесены пески и алевроиты, обнаруженные в ряде разрезов под осташковской мореной, которые также вовлечены в гляциодислокации (Евзеров, Кошечкин, 1980; Государственная ..., 2012). В разрезе вблизи оз. Цагъявр (п. 15 на рис. 2) были вскрыты ледниковые отложения, отделенные от осташковской морены толщей флювиогляциальных отложений и сопоставленные с мореной ранневалдайского оледенения (Евзеров, Кошечкин, 1980).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Классификация рельефа по морфометрическим показателям

Полученные в ходе исследования морфометрические показатели рельефа позволили отделить ледниковые аккумулятивные формы от рельефа, связанного с поверхностью коренных пород (табл. 1, группа 1). Крупные поднятия дочетвертичной поверхности резко отличаются длиной (свыше 1000 м) и высотой склонов (до 600 м), минимальным количеством отдельных вершин (до 2 единиц на 1 км²) и минимальным коэффициентом вертикального расчленения (до 0.12). Ледниковый рельеф в пределах крупных поднятий широко представлен экзарационными формами.

Большую часть района работ занимает равнинный рельеф. Преимущественно он представлен холмистыми моренными равнинами со средней длиной склонов до 180 м и средней высотой до 14 м (табл. 1, группа 2). Наиболее крупные холмы равнины высотой до 20–40 м приурочены к выступам дочетвертичной поверхности. Наиболее крупные моренные холмы и камы имеют высоту до 15–20 м. На равнине также развиты озовые гряды и небольшие участки грядово-кольцевого рельефа, с высотой отдельных форм не более 6 м. В юго-западной части района работ на моренной равнине развиты линейные формы друмлинов и флютинг-морен (рис. 2). По морфометрическим показателям этот участок отличается большим количеством вершин и высоким коэффициентом вертикального расчленения (2b, табл. 1). Наиболее низкие участки равнин между крупными выступами дочетвертичной поверхности и крупными аккумулятивными формами занимают волнистые флювио- и лимногляциальные равнины. Они хорошо отличаются от холмистых моренных равнин по наименьшей высоте отдельных форм, малому количеству отдельных вершин и наименьшей средней крутизне склонов. Поверхность лимногляциальной равнины в среднем течении р. Кица осложняется отдельными холмами-гляциодиапирами высотой до 12–20 м (рис. 2).

Грядовый и грядово-холмистый ледниковый рельеф развит как на склонах низких гор, так и на равнине (табл. 1, группа 3). На склонах низких гор за счет различий в морфометрических показателях и ярусного положения форм было выделено две группы параллельно-грядового и холмисто-грядового рельефа (3(a), 3(b), табл. 1). В отдельную группу были выделены гряды и холмы в троговых долинах Ловозерских Тундр (3(e), табл. 1). В пределах равнины было выделено также две группы: грядово-холмистый рельеф, обычно ориентированный в виде полос шириной 1–2 км, и группа холмистой морены с грядово-кольцевыми формами. Обе группы резко отличаются по морфометрическим показателям от равнины: здесь в 2–4 раза меньшая средняя длина склонов, в 2–3 раза выше средняя крутизна склонов (на некоторых участках — до 20°) и в 3–5 раз больше холмистость, до 28–36 вершин на 1 км² (3(c) и 3(d), табл. 1).

Корреляция грядового и холмисто-грядового ледникового рельефа с помощью морфометрических показателей позволила сгруппировать их в две полосы (А и В, рис. 2). В полосу А включен комплекс параллельно-грядового рельефа на

склонах Ловозерских Тундр, а также холмисто-грядовые формы у подножий Панских Тундр и у северо-восточного склона Фёдоровой Тундры (А на рис. 2). В восточном направлении полоса А выходит за пределы района работ, но южнее и севернее Панских Тундр отмечается наличие нескольких субпараллельных ей цепочек грядово-холмистого рельефа (А1 и А2 на рис. 2). В полосу В включен холмисто-грядовый рельеф в нижней части южного и юго-западного склона Ловозерских Тундр. В южном направлении на равнине полосу продолжает грядово-холмистый рельеф, который огибает с северо-запада массив г. Инчъявр (В на рис. 2). Далее эта полоса ориентирована на юго-запад к северной части Мунозерской возвышенности. Западнее полосы В прослеживается несколько субпараллельных друг другу цепочек грядово-холмистого рельефа (В1, В2 и В3 на рис. 2). Расстояние между выделенными полосами А и В на широте Фёдоровой Тундры составляет 15–25 км, у юго-западного склона Ловозерских Тундр и у Фёдоровой Тундры полосы сближаются до 3–5 км.

Геологическое строение ледникового рельефа

Экзарационные формы рельефа на склонах низких гор наиболее отчетливо выражены в виде террас на склонах Фёдоровой Тундры, придавая вершине массива пирамидальный облик (доп. материал 3, А). Ширина террас здесь до 0.2 км на западном склоне и не более 0.05 км на северо-восточном и южном склонах массива. Поверхность террас имеет уклон в 7–9°, они ограничены отчетливым уступом с бровкой и тыловым швом. Уступы представлены выходами коренных пород, а также нагромождением глыб местных габброидов у тылового шва (доп. материал 3, В). Ледниковые отложения на поверхности площадок Фёдоровой Тундры представлены только отдельными эрратическими валунами сланцев, гнейсов, гранито-гнейсов и луявритов. Всего на склонах Фёдоровой Тундры насчитывается не менее 8 террас с высотой бровки 370, 385, 420, 425, 445, 460, 490 и 505 м над у. м. На склонах Панских Тундр террасы имеют ширину не более 0.07 км, уклон поверхности обычно составляет 11–13°. На площадках иногда отмечается тонкий покров ледниковых отложений, мощностью до 1 м (доп. материал 3, С). Экзарационные террасы на юго-западном склоне Ловозерских Тундр находятся на отметках от 500 м над у. м. и более, на большей части южного склона массива эти формы не выражены.

Ледниковый аккумулятивный рельеф на склонах низких гор представлен комплексом *параллельно-грядовых* и *холмисто-грядовых форм*. Комплекс параллельно-грядового рельефа расположен на высотах в 260–580 м над у. м. на южном склоне Ловозерских Тундр, где занимает площадь 10.5×2.8 км. Гряды спрямленные и слабо извилистые, высотой до 26 м, с асимметричными крутыми склонами (доп. материал 4, А). Обычно склон гряды, обращенный к равнине, в 2–3 раза длиннее и выше, а также в 1.5–2 раза круче. Гряды выстраиваются в субпараллельные цепи, которые в юго-восточном направлении постепенно опускаются вниз по склону массива до отметок 350 м над у. м. На юго-восточном склоне массива в ориентировке цепочек гряд отмечается два основных направления. Цепи на высоте от 450 до 580 м над у. м. ориентированы в северо-восточном направлении, а ниже отметки 450 м над у. м. в восточном и юго-восточном направлении.

В шурфе на южном склоне одной из гряд (N 67°43'00.0", E 34°44'06.2", 1 на рис. 2) вскрыт диамиктон коричнево-серый, с большим количеством крупных обломков и заполнителем в виде песка разнородного (р. з.), преимущественно крупнозернистого (к. з.), с алевритоглинистыми частицами. Крупные обломки в основном средние и плохо окатанные, часто не окатанные, со следами выветривания. В составе валунной фракции доминируют обломки местных пород: луври-тов Ловозерского массива (до 90%), а в составе крупногравийной фракции их доля возрастает до 95%. С глубины 1.2 м в диамиктоне присутствуют прослойки песка с большим содержанием глинистых частиц. Подобное строение отложений также установлено для гряд высотой до 8 м на отметках 250–360 м над у. м., расположенных на северо-восточном склоне Фёдоровой Тундры, и для покровов террас на северо-западном склоне Панских Тундр (пп. 2 и 3 на рис. 2). Здесь в составе крупногравийной фракции диамиктона доля местных обломков габбро и габброноритов не превышает 71.5% (доп. материал 5).

Холмисто-грядовый рельеф выявлен на отметках 175–270 м над у. м. у юго-западного склона Ловозерских Тундр, 188–215 м над у. м. на северо-западном склоне Панских Тундр и 220–245 м над у. м. у северо-восточного склона Фёдоровой Тундры. Строение одной из гряд, вытянутой вдоль юго-западного склона Ловозерских Тундр, было изучено в карьере (N 67°41'39.8", E 34°34'36.4", 4 на рис. 2). Длина гряды около 1.6 км, ширина око-

ло 0.4 км, относительная высота до 15–18 м. С поверхности гряды вскрыт диамиктон оливковый, с преобладанием песка т. з. и м. з., глинистого, с гравием, галькой и валунами, не слоистый, мощностью до 0.5–0.8 м. Подошва извилистая, образует клинообразные структуры в залегающем ниже по разрезу песке светло-коричнево-сером, р. з., преимущественно с. з., без видимой слоистости. Под этой маломощной покрывкой залегают глинистые пески м. з., т. з. и алевриты. Отложения деформированы разрывными и пластичными нарушениями (рис. 3, А). Анализ элементов залегания контактов линз, слоистости, а также плоскостей сместителей разрывных нарушений указывает на преобладающее падение по азимуту 320–330°. Реже отмечается противоположное падение в юго-восточных и южных румбах (рис. 3, диаграмма 1).

Цепочка холмисто-грядового рельефа на северо-западном склоне Панских Тундр состоит из овальных в плане гряд с асимметричными склонами. На гребне одной из гряд с абсолютной отметкой вершины до 196.7 м над у. м. (N 67°32'44", E 35°15'49", 5 на рис. 2), вскрываются отложения, разделенные разрывными нарушениями (рис. 3, В1). Выделяются две системы нарушений: пологие надвиги с амплитудой смещения свыше 2.5 м и сколы амплитудой смещения от 1–2 см до 10 см. Падение полюсов плоскостей надвигов установлено в двух направлениях — по азимутам 45° и 260°. Для небольших сколов преобладает направление падения по азимуту 265° (рис. 3, диаграмма 2). В составе дислоцированных блоков отложений наблюдается переслаивание песков т. з. и м. з., однородных, уплотненных, оливково-серого цвета с песками м. з. серо-коричневыми и песками с. з. и к. з., светло-оливково-коричневого цвета с примесью гравия и редкой гальки. Первичная слоистость отложений либо субгоризонтальная, либо имеет выдержанное субпараллельное косое падение. Мощность дислоцированных блоков отложений от 0.85 до 2.3 м и более. В 0.17 км к северо-востоку в строении гряды отмечается нарушенное залегание алевритов и песков, толща которых падает по азимутам 188–202° и под углами 22–29° (рис. 3, В2).

На северо-восточном склоне Фёдоровой Тундры в выемке у гребня овального в плане холма высотой около 6 м (N 67°29'18.0", E 34°01'28.2", 6 на рис. 2) был вскрыт диамиктон оливково-коричневого цвета с массивной текстурой. Среди гравийной фракции доля местных габбро и

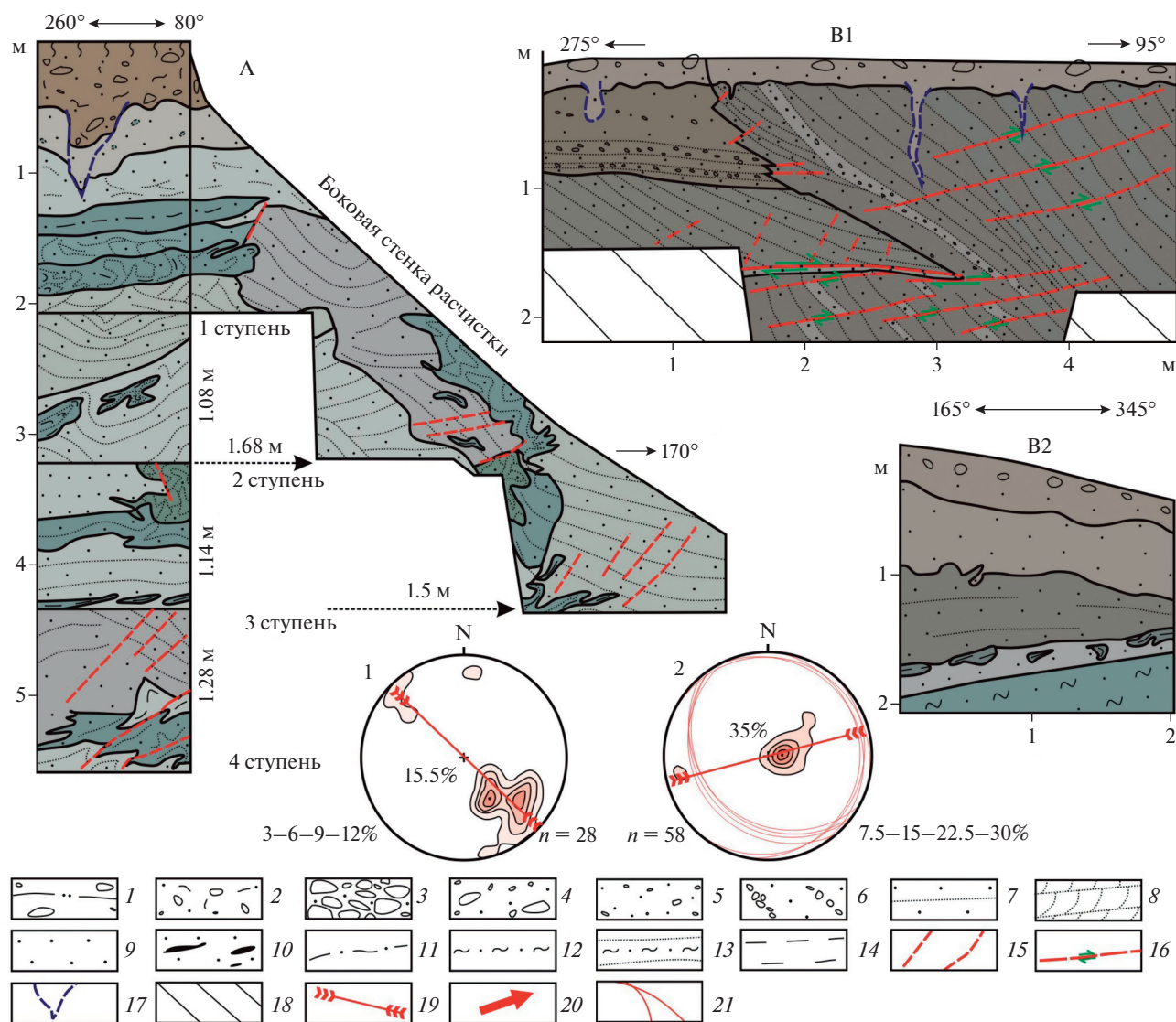


Рис. 3. Строение холмисто-грядового рельефа: А — гряда у юго-западного склона Ловозерских Тундр, В — холм у северо-западного склона Панских Тундр (пп. 4 и 5 соответственно, на рис. 2).

Диамиктон: 1 — со сланцеватой текстурой (линии показывают ориентировку сланцеватости); 2 — массивный; 3 — валуны с галькой и гравием; 4 — галечник с валунами и гравием; 5 — гравий с галькой; 6 — переслаивание гальки и гравия с песком р. з.; **песок:** 7 — с. з.—к. з., слоистый, 8 — м. з.—т. з., слоистый, 9 — неслоистый, 10 — с линзами торфа, 11 — м. з.—т. з. глинистый; 12 — алевроит; 13 — переслаивание алевроита и песка; 14 — глина; 15 — разрывные нарушения; 16 — плоскости надвигов и направления смещения; 17 — морозобойные клинья; 18 — осыпь; **на структурных диаграммах:** 19 — реконструкция напряжений при формировании отложений, 20 — реконструкция давления ледника, 21 — дуги большого круга. Цвет отложений на рисунках соответствует их цвету в разрезе.

Fig. 3. The structure of the hummock-ridge relief: А — a ridge near the southwestern slope of the Lovozero Tundra, В — a hummock near the northwestern slope of the Panskiye Tundras (points 4 and 5, respectively, in fig. 2).

Diamicton: 1 — diamicton with foliated structure (lines show orientation of foliation), 2 — massive diamicton; 3 — boulders with pebbles and gravel; 4 — pebbles with boulders and gravel; 5 — gravel with pebbles; 6 — interbedding of pebbles and gravel with fine-to-coarse grained sand; **sands:** 7 — sand medium-coarse grained, bedded, 8 — sand fine grained, bedded, 9 — sand not bedded, 10 — sand with peat lenses, 11 — sand fine grained, clayey; 12 — silt; 13 — interbedding of silt and sand; 14 — clay; 15 — faults; 16 — thrust planes and directions of displacement; 17 — ice wedges; 18 — talus; **on the structural diagrams:** 19 — reconstruction of stresses during the formation of deposits, 20 — reconstruction of glacier pressure, 21 — arcs of a great circle. The color of deposits in the figures corresponds to their color in the section.

габброноритов Фёдоровского массива составляет только 26%. Содержание принесенных с севера и запада обломков гнейсов, плагиогранитов и лувритов Ловозерского массива составляет до 27.5% и 17.5% соответственно (доп. материал 5). Под диамиктоном залегают пески м. з., глинистые, с гравием и галькой, серо-коричневого цвета. Слоистость в этих отложениях имеет уклон по азимуту 63° под углом 36°.

Грядово-холмистый ледниковый рельеф внешней цепи полосы В изучен в трех пунктах (пп. 7–9 на рис. 2). Полоса В здесь имеет ширину до 0.9 км и состоит из коротких гряд, овальных в плане холмов и холмисто-грядовых массивов. Гряда с отметками гребня 201–202 м над у. м., высотой 4–6 м и с асимметричными склонами (N 67°32'06.5", E 34°55'06.0", 7 на рис. 2) образована толщей диамиктона зеленовато-серого цвета с преобладанием в составе глинистого р. з. песка, со значительной долей гравия, гальки и валунов. Диамиктон неоднородный, оливково-серого и оливкового цвета, с характерной сланцеватой текстурой. У гребня гряды в диамиктоне обнаружена инъективная складка с запрокинутым в юго-западном направлении шарниром. Ее крылья и ядро сложены песками р. з. оливково-серыми, коричнево-серыми, с гравием и редкой галькой, с прослоями песков м. з. желто-коричневых и желто-серых, а также песков к. з. с гравием и галькой (рис. 4, А). Лежащее крыло складки падает по азимуту 117° и углом 19°, всиается по азимуту 285° и углом 35°. Длина крыльев складки в разрезе составляет 3.5 м, а общая мощность включенных в складку отложений достигает 1 м.

Строение овального в плане холма с абсолютной высотой вершины 209.5 м, вытянутого на 0.25 км с юго-запада на северо-восток, шириной 0.15 км, относительной высотой около 9 м изучено на 2 расчистках в придорожной выемке глубиной около 4.5 м (N 67°32'07.5", E 34°54'51.6", 8 на рис. 2). В расчистке 1 (рис. 4, В1) под маломощными песками р. з., не сортированными залегает диамиктон оливково-серый с преобладанием песка р. з., преимущественно м. з., с гравием, галькой, валунами, с примесью глинистых частиц, с комковатой и сланцеватой текстурой. Сланцеватость имеет общее падение в юго-восточном направлении. Мощность диамиктона в расчистке 1 составляет всего 0.15 м, однако в расчистке 2, расположенной в 15 м восточнее, общая видимая мощность слоя свыше 2.82 м (рис. 4, В2). В верхней и нижней части слоя сланцеватость имеет различную ориентировку (рис. 4, диаграммы 11–14). В ин-

тервале 1.0–1.43 м от поверхности в диамиктоне включена линза песка р. з., преимущественно м. з., светло-оливково-коричневого, с гравием и редкой галькой, не сортированного. Кровля линзы падает по азимуту 172° под углом 46°, подошва по азимуту — 198° и под углом 14°. В 2.0–2.63 м от поверхности холма отмечается линза плотного оливково-серого алевроита с прослойками от 2 до 12 см серовато-коричневого м. з. песка. Кровля линзы алевроита падает по азимуту 358° под углом 17°, подошва — по азимуту 222° под углом 36–50°. Аналогичные по составу алевроиты в расчистке 1 встречаются в виде прослоев под диамиктоном. Ниже этого прослоя залегают смятые в антиклинальную складку с запрокинутым шарниром пески р. з., преимущественно к. з., от серой до коричневатой окраски, с гравием, галькой и иногда с валунами. В ядре этой складки залегают пески т. з., глинистые, темно-серые с зеленоватым оттенком, пески с. з., светло-коричнево-серые, с единичными зернами гравия и галькой, а также пески м. з., желто-серого цвета, слоистые за счет прослоев песка с примесью гравия. Лежащее крыло складки падает по азимуту 113° и углом 22°, а всиается по азимуту 252° и углом 42°. Шарнир складки простирается по азимуту 2–182° и погружается по азимуту 159° и углом 25–35°.

Еще один разрез с деформированной толщей диамиктона и включением в него нижележащих осадков находится на южном склоне грядово-холмистого массива с абсолютной отметкой поверхности до 215 м над у. м. (N 67°31'52.6", E 34°52'45.6", 9 на рис. 2). С поверхности тут вскрыты пески р. з., преимущественно к. з., мощностью до 1 м, гравелистые, светло-коричнево-серые, с большим количеством гальки и валунов, без видимой слоистости и сортировки материала. Ниже залегают пески с. з. серовато-коричневые и серые, слоистые, мощностью от 0.6 до 1.4 м. Слоистость выражена за счет прослоев песка к. з., гравелистого, с галькой. Падение слоистости установлено по азимуту 141° под углом 14°. Под ними залегает галечно-валунный материал с гравием и заполнителем в виде песка р. з., в основном к. з., с алевроито-глинистыми частицами. Этот материал залегает на неровной кровле нижележащего диамиктона. Диамиктон имеет темно-зеленовато-серую окраску, в составе преобладают р. з. пески, в том числе и глинистые пески с примесью гравия, гальки и валунов. Материал имеет выраженную сланцеватую текстуру с разнонаправленным падением (рис. 4, диаграммы 15–16).

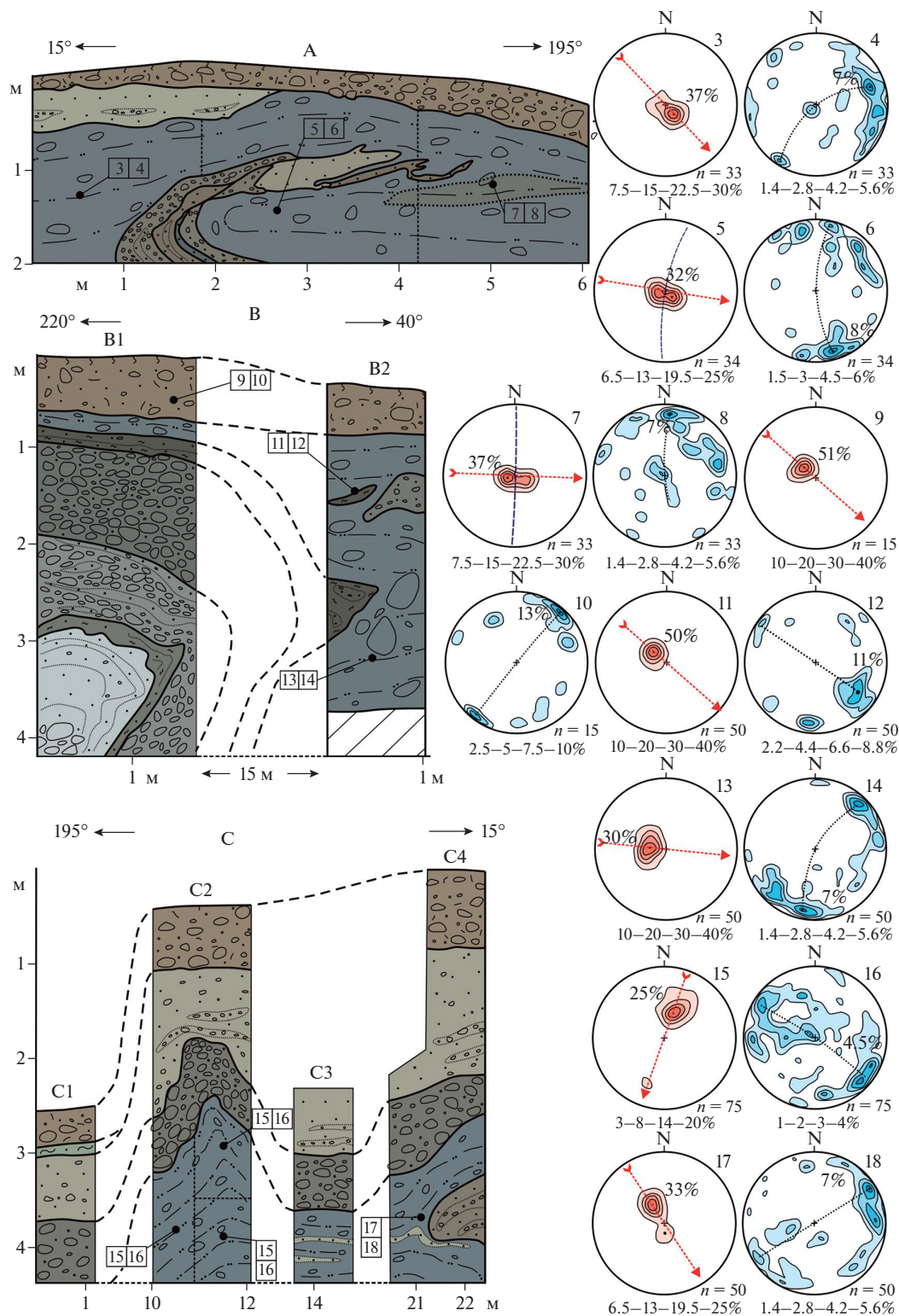


Рис. 4. Строение грядово-холмистого рельефа: А — гляциоинъективная складка в строении моренной гряды (7 на рис. 2), В — гляциоскладка в строении моренного холма (8 на рис. 2), С — складки продольного изгиба и мелкие отторженцы в диамиктоне, перекрытом водно-ледниковыми отложениями, в строении грядово-холмистого массива (9 на рис. 2). Усл. обозначения см. рис. 3.

Fig. 4. The structure of the ridge-hummocky relief: А — glacioinjective fold in the structure of the moraine ridge (7 in fig. 2), В — glaciofold in the structure of the moraine hummock (8 in fig. 2), С — folds of the longitudinal bend and small detached masses in the diamicton covered by fluvioglacial sediments in the structure of the ridge-hummocky massif (9 in fig. 2). See symbols in fig. 3.

В расчистке 4 в диамиктон включена линза овальной формы (рис. 4, С4). Материал в линзе представлен песком с. з., слоистым за счет прослоев песка с. з. — к. з. с зернами гравия. Падение кровли линзы по азимуту 175° и углом 16° . Падение сланцеватости в диамиктоне из этой расчистки в основном также соответствует этому направлению (рис. 4, диаграммы 17–18). Строение ледникового рельефа субпараллельных цепочек полосы В (В1, В2 и В3 на рис. 2) было исследовано в разрезе одной из моренных гряд длиной 1.8 км, шириной 0.1–0.25 км с асимметричными склонами и уплощенной вершиной (N $67^\circ30'32.2''$, E $34^\circ40'15.8''$, 10 на рис. 2). Здесь с поверхности залегает диамиктон серый, зеленовато-серый, с преобладанием р. з. песков, с отчетливой сланцеватой текстурой. Сланцеватость хорошо проявляется с глубины 1.9 м, толщина отдельных пластинок до 3 мм. В интервале 0.6–1.75 м от поверхности наблюдается повышенное количество валунов диаметром до 0.8 м. С глубины 3.0 м в диамиктоне встречаются линзы и прослои толщиной до 0.3 м песка глинистого, т. з., зеленовато-серого, песка м. з.—с. з. желтовато-серого, а также песков р. з. с гравием и галькой. Эти прослои образуют ряд небольших лежащих ассиметричных складок качения и продольного изгиба, с падением осевых поверхностей по азимуту 210° и углом $7\text{--}10^\circ$ (доп. материал 6, диаграммы 39–40). В строении гряды из цепочки В3 (11 на рис. 2) установлено подобное строение (рис. 5, А).

Строение примыкающего к цепочке В2 холмисто-грядового массива изучено в бывшем карьере (N $67^\circ32'58.4''$, E $35^\circ15'46.9''$, 12 на рис. 2). Под толщей несортированного материала из гравия, гальки, валунов и песка р. з. мощностью до 0.8 м, вскрыты две пачки отложений (рис. 5, В). Верхняя пачка состоит из диамиктона зеленовато-серого и песков т. з., глинистых песков и алевроитов зеленовато-серых. Под песками и алевроитами залегает плотный диамиктон мощностью до 0.65 м, с массивной текстурой и резким преобладанием в составе галек и мелких валунов. В нижней пачке с уклоном по азимуту 190° и углом 11° залегают серые алевроиты и пески м. з. светло-серые с редким гравием и пески р. з., с косой слоистостью, которая падает в противоположном направлении. Контакт двух пачек в виде надвига прослеживается по кровле диамиктона по азимуту 245° под углом 29° .

Строение холмисто-грядового массива цепочки В3 изучено в береговом уступе о-ва Сарвановский

на Умбозере (N $67^\circ35'35.5''$, E $34^\circ31'03.8''$, 13 на рис. 2). Здесь под покровом переветренных песков м. з. и т. з. желтовато-коричневых залегает мало-мощный (до 1.2 м) диамиктон оливково-серый, с преобладанием в составе песков м. з. глинистых. Для диамиктона характерна сланцеватая текстура и извилистый характер подошвы с текстурами захвата рыхлых осадков (рис. 5, С). Ниже залегают пески м. з. серо-коричневые и т. з. светло-серые с деформированной первичной слоистостью в виде небольших лежащих складок. Падение их крыльев установлено по азимутам 27° и 208° , под углом $23\text{--}36^\circ$. В пески включена линза диамиктона оливково-серого, в целом аналогичного тому материалу, который залегает в кровле слоя. Общая мощность дислоцированных песков с линзами диамиктонов достигает 3 м.

Ледниковый рельеф между полосами А и В представлен моренной равниной с отметками до 165–190 м над у. м. Ее поверхность осложняется крупными и средними выступами дочетвертичной поверхности (отметки высот до 250 м над у. м.), площадками заболоченных озерно-ледниковых равнин, аккумулятивными флювиогляциальными формами и водно-эрозионными ложбинами.

Типичный разрез отложений моренной равнины обследован в небольшом овраге (N $67^\circ33'21''$, E $35^\circ19'12''$, 14 на рис. 2), где был вскрыт диамиктон темно-серо-коричневого цвета с преобладанием в составе песков т. з. и м. з. Диамиктон содержит примеси алевроита и глинистых частиц, а также линзы серпообразной формы толщиной до 0.2 м из песка м. з., светло-оливково-коричневого. Материал имеет отчетливую сланцеватую текстуру с уклоном в среднем по азимуту 310° и под углами $7\text{--}14^\circ$ (доп. материал 6, диаграммы 41–42). Подобное строение ледниковых осадков отмечается и в покрове крупных холмов — выступов коренных пород. Например, в бывшем карьере на восточном склоне крупного холма высотой до 243 м над у. м. (N $67^\circ33'54.8''$, E $35^\circ05'56.6''$, 15 на рис. 2) вскрыт диамиктон мощностью до 2 м, преимущественно песчаного состава, серого и оливково-коричневого цвета, с большим количеством гравия, гальки и валунов. Текстура массивная, в интервале 0.6–1.4 м от поверхности содержит прослои и линзы песка м. з. желто-коричневого (доп. материал 7, В). Ниже залегают пески р. з., к. з. с гравием и галькой и пески м. з. глинистые с общей мощностью отложений свыше 4 м.

Водно-эрозионные ложбины на равнине обычно имеют ширину 0.1–0.25 км, глубину не более

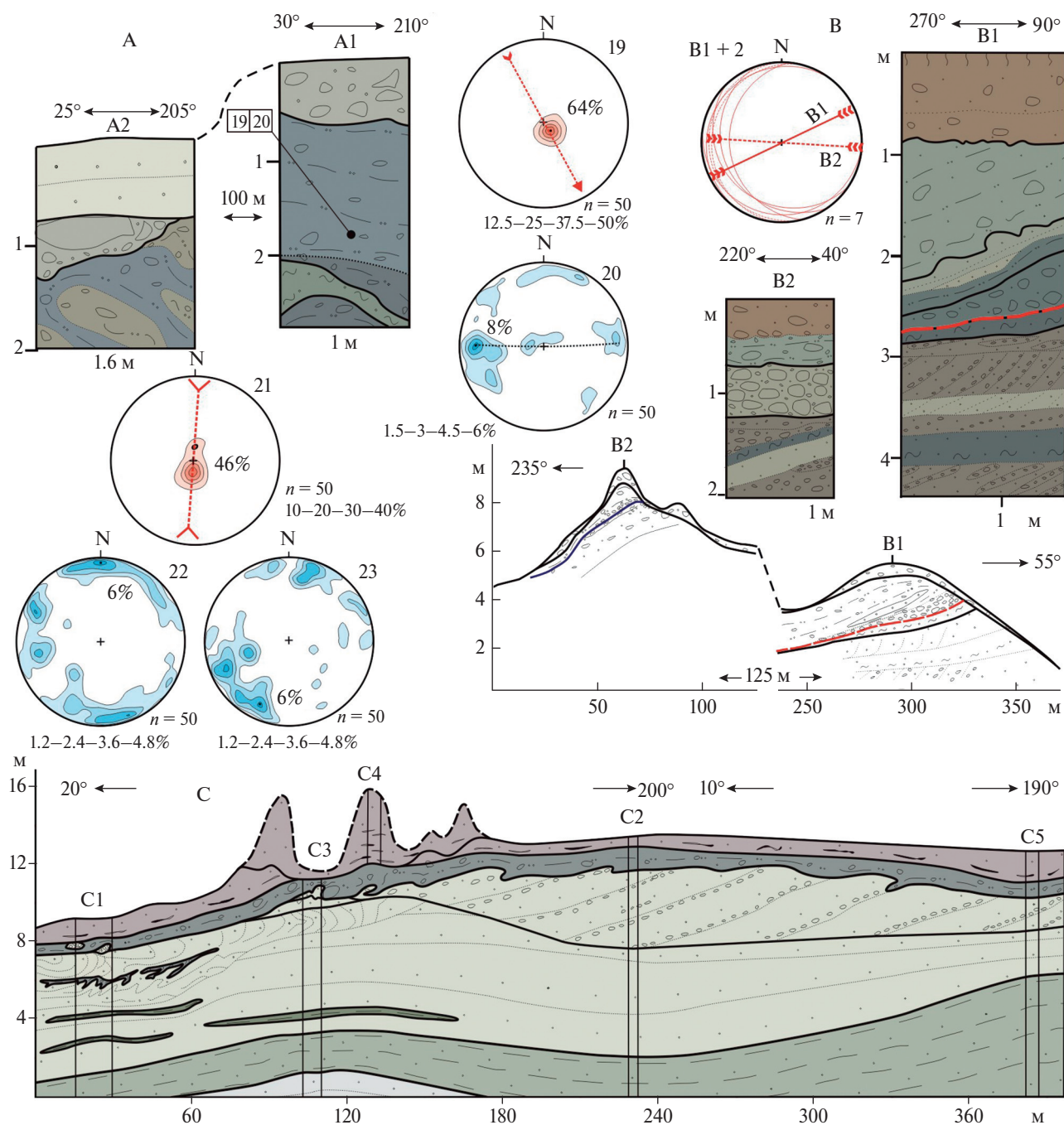


Рис. 5. Строение моренной гряды в составе цепочки В3 (А, 11 на рис. 2); строение примыкающего к цепочке В2 холмисто-грядового массива (В, 12 на рис. 2); строение дистального склона холмисто-грядового массива на о-ве Сарвановский (С, 13 на рис. 2). Усл. обозначения см. рис. 3.

Fig. 5. Structure of the moraine ridge as part of the chain В3 (А, 11 in fig. 2); the structure of the hummock-ridge massif adjacent to the chain В2 (В, 12 in fig. 2); structure of the distal slope of the hummock-ridge massif on the Sarvanovsky Island (С, 13 in fig. 2). See symbols in fig. 3.

10 м и протяженность до 7.5 км. Дно этих ложбин обычно заполнено песками светло-коричнево-серыми, м. з. с прослоями песков р. з., преимущественно с. з. с гравием и редкой галькой, или перекрыто озерно-ледниковыми, озерными и болотными отложениями. Вдоль бортов лож-

бин, например, вдоль ложбины с озерами Бол. и Мал. Цагъявр, прослеживаются гряды высотой от 2–4 до 8 м. В строении одной из таких гряд высотой до 6 м установлены пески от м. з. светло-оливково-коричневые, с гравием, галькой и пески т. з., зеленовато-серые (N 67°32'58.4", E 35°15'46.9", 16

на рис. 2). Слоистость в песках волнистая за счет прослоек темно-серого цвета. В песках отмечаются тонкие прослои алевроита зеленовато-серого, толщиной до 3 см. В кровле толщи наблюдаются прослои и крупные линзы толщиной до 0.55 м песков т. з., глинистых, зеленовато-серых и песков с. з. серых, без видимой слоистости. Падение слоистости в нижней части толщи установлено по азимуту 210–229° под углом 5–16°, в верхней части по азимуту 73–93° и под углом 6–26° (доп. материал 7, А). В песках отмечены разрывные деформации амплитудой смещения до 0.2 м. Их сместители падают по двум направлениям: 11–74° и 216–236° под углами 59–84°. Общая мощность песков м. з. и т. з. около 1.6 м. Под ними залегают пески с. з. и к. з., серые и темно-серые, с гравием и галькой. Слоистость в этих песках падает по азимуту 69–102°, под углом 9–23°, а общая мощность песков свыше 1.2 м.

Строение холмистого моренного рельефа равнины изучено в разрезе на западном склоне моренного холма высотой до 7 м и диаметром около 0.32 км (N 67°35'04.53", E 34°37'57.5", 17 на рис. 2). Холм сложен толщей диамиктона оливково-серого цвета мощностью до 4 м, в составе которого преобладает песок с. з. и м. з. глинистый, с примесью гравия, гальки и валунов. В интервале 0.8 м от поверхности текстура у диамиктона сланцеватая. Подошва диамиктона неровная, со структурами захвата нижележащих песков с. з., светло-серых в виде линз и небольших складок волочения (доп. материал 5, С). Иное строение вскрыто в дорожной выемке, пересекающей холм размером 0.2×0.14 км и высотой до 10 м (N 67°31'08.9", E 34°44'32.5", 18 на рис. 2). В центральной части холма с поверхности залегает диамиктон зеленовато-серый мощностью до 2.1 м, с преобладанием в составе песка м. з., глинистого, с гравием и галькой. Текстура с глубины 1.1 м от поверхности сланцеватая. Ниже диамиктона залегают пески серые, м. з. с зернами гравия и гальки мощностью до 2.8 м и алевроиты зеленовато-серые, плотные, слоистые, с прослоями песчанистой глины. Первичная слоистость этих осадков нарушена, они залегают с падением под углами 40–90°. Мощность песков и алевроитов в центральной части холма превышает 6 м, но на склонах холма они встречаются только в виде линз сложной формы, толщиной до 0.4 м, в диамиктоне (доп. материал 7, D).

Строение камовых холмов в пределах моренной равнины исследовано в ряде разрезов (19 и

20 на рис. 2). На поверхности холмов обычно залегает несортированный материал из гальки и валунов с гравием и песком к. з., который вниз по разрезу сменяется песками р. з., преимущественно к. з., слоистыми, с прослоями песков гравелистых с галькой. Постепенно вниз по разрезу состав песков меняется до м. з. однородных, слоистых, с прослоями песков оливково-серых, м. з. и т. з., глинистых, толщиной 0.1–0.3 м. Пески камовых холмов зачастую разбиты малоамплитудными сбросами (доп. материал 8, А). Покрышка из диамиктона у камов равнины либо отсутствует, либо выражена только на склонах холмов, где ее мощность может достигать 2.2 м. Диамиктоны в покрышке зеленовато-серого цвета, с текстурами захвата нижележащих осадков (доп. материал 8, ВЗ).

Литология разрезов донных отложений озер

В донных отложениях изученных озер вскрыты две основные толщи: минерагенная и органогенная. Минерагенная толща характеризует строение лимногляциальных равнин. Эти отложения представлены в основном алевроитами серыми, однородными, которые переслаиваются с песками серыми, в основном т. з. и м. з., с прослоями песков с. з. с редким гравием. Верхняя часть минерагенной толщи содержит примеси растительных остатков (I–V, доп. материал 9). Отложения органогенной толщи характеризуют осадконакопление внутри озерных котловин в голоцене. Отложения представлены гиттией пестрой, от коричневого до темно-оливкового цвета. Текстура однородная, иногда встречаются примеси или редкие прослои песков м. з. и т. з.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Комплекс параллельно-грядового рельефа на склонах низких гор в районе работ ранее соотносился с боковой мореной покровного оледенения (Евзеров, 2010), либо холмистой мореной (Дедков и др, 1989). Характерное отображение протяженных и близко расположенных друг к другу гряд на космических снимках и ЦМР позволило также интерпретировать эти формы как латеральные каналы стока талых ледниковых вод, по аналогии с формами на северном склоне этого массива (Hätterstrand, Clark, 2006; Boyes et al, 2021, 2022). В данной работе установлено, что отложения в строении отмеченных гряд не сортированы,

содержат примесь алеврита и глины (до 8.5%), что исключает их связь с потоками талых вод или образованиями присклоновых тоннелей (Lundqvist, 1979; Каплянская, Тарноградский, 1993). Резкое преобладание в составе крупногравийной (до 95%) и валунной (до 90%) фракции местных пород Ловозерского массива указывает на незначительное перемещение этого материала в пределах склона (доп. материал 4). По нашему мнению, отложения в составе гряд могут быть интерпретированы как насыпная боковая морена, что согласуется с прежними представлениями (Евзеров, 2010). Ее образование происходило путем переотложения обломочного материала ледником, который двигался в целом параллельно склонам Ловозерских Тундр. Здесь гряды маркируют положение открытого ледникового края. Массив Фёдоровой Тундры и северо-западная часть массива Панских Тундр оказалась на пути активного ледника в качестве морфологических ледоразделов (рис. 6). Гряды боковой морены установлены только на небольшом участке северо-восточного склона Фёдоровой Тундры. На северо-западном склоне Панской Тундры насыпные морены развиты только в виде небольших валов на поверхности террас. В составе крупногравийной фракции этих отложений доля местных габброидов также высокая, около 71%. Но при этом содержание привнесенных пород Ловозерского массива составляет 13.5% (доп. материал 5).

Холмисто-грядовый рельеф у склонов низких гор ранее сопоставлялся с холмистыми моренами (Дедков, 1989; Niemelja et al, 1993), с напорно-насыпными моренами (Евзеров, Николаева, 2010), либо с флювиогляциальными образованиями (Boyes et al, 2021). Анализ геологического строения этих форм показывает, что образованы они деформированными озерно-ледниковыми песками и алевритами, а также флювиогляциальными песками с наклонным и несогласным залеганием крупных блоков отложений. В глинистых песках и алевритах отмечается будинаж, а в разрезе у Ловозерских Тундр встречаются структуры смешения песков и алевритов в виде линз с внутренней вихреобразной слоистостью (рис. 3, А). Отложения в обоих разрезах деформированы пологими сдвигами, что характерно для напорных краевых образований (Аболтиньш, 1989; Комаровский, 1996; Włodarski, Godlewska, 2016). Разрывные деформации пологих сдвигов указывают на перемещение и постепенное разрушение отторгнутых блоков мерзлых рыхлых пород ледникового ложа

в прикраевой зоне ледника при движении по его внутренним трещинам. Будинаж, вихреобразные складки и небольшие складки качения в алевритах могли образоваться при перемещении выдавленного ледником вязкого или частично-вязкого материала ледникового ложа (Лаврушин, 1976; Аболтиньш, 1989; Комаровский, 1996; Benn, Evans, 1998). Анализ ориентировки надвиговых деформаций указывает на смещение материала активным ледником с юго-востока на северо-запад, в разрезе у склона Ловозерских Тундр, и в восточном направлении на склоне Панских Тундр (рис. 3, А, В). Анализ петрографического состава обломков в составе абляционной морены, залегающей над напорными образованиями, подтверждает перемещение материала у южного склона Ловозерского массива с юга на север, о чем свидетельствует высокое содержание пород вулканогенно-осадочных толщ пояса Имандра-Варзуга (свыше 20%), расположенного в 13–15 км к югу и юго-западу (доп. материал 5).

Внешняя часть грядово-холмистого рельефа в составе выделенной нами полосы В ранее соотносилась с насыпными и напорно-насыпными моренами, а гряды в пределах полос В1–В3 преимущественно с напорными моренами (Дедков и др., 1989; Евзеров, Николаева, 2000). Существуют интерпретации этих форм как моренных гряд и примыкающих к ним флювиогляциальных образований (Boyes et al, 2021), а также моренных гряд с надстройкой из каменных отложений (Государственная ..., 2012). Представленные в данной работе результаты позволяют соотнести эти гряды с напорными краевыми образованиями, построенными чешуйчатой и складчатой мореной. Так, на внешнем крае полосы В выявлены наклонные и лежащие складки, а также небольшие складки-флексур и гляциоинъективные формы (рис. 4). На крыльях складок обычно залегают диамиктоны, а в ядра складок вовлечены флювио- и лимногляциальные осадки. Это указывает на активную деформацию ледником мерзлых пород ложа и включение их в состав гляциодислокаций (Лаврушин, 1976). Формирование гляциоинъективных форм и гляциодиапиров в составе полосы также происходило путем выдавливания рыхлых осадков ледникового ложа в толщу диамиктона. Анализ залегания деформаций указывает на их формирование при активном давлении ледника с запада на восток, однако, непосредственно в краевой зоне, за счет крайне неоднородной структуры прикраевой части ледника и неровностей доледникового ложа, направления давления могут отличаться

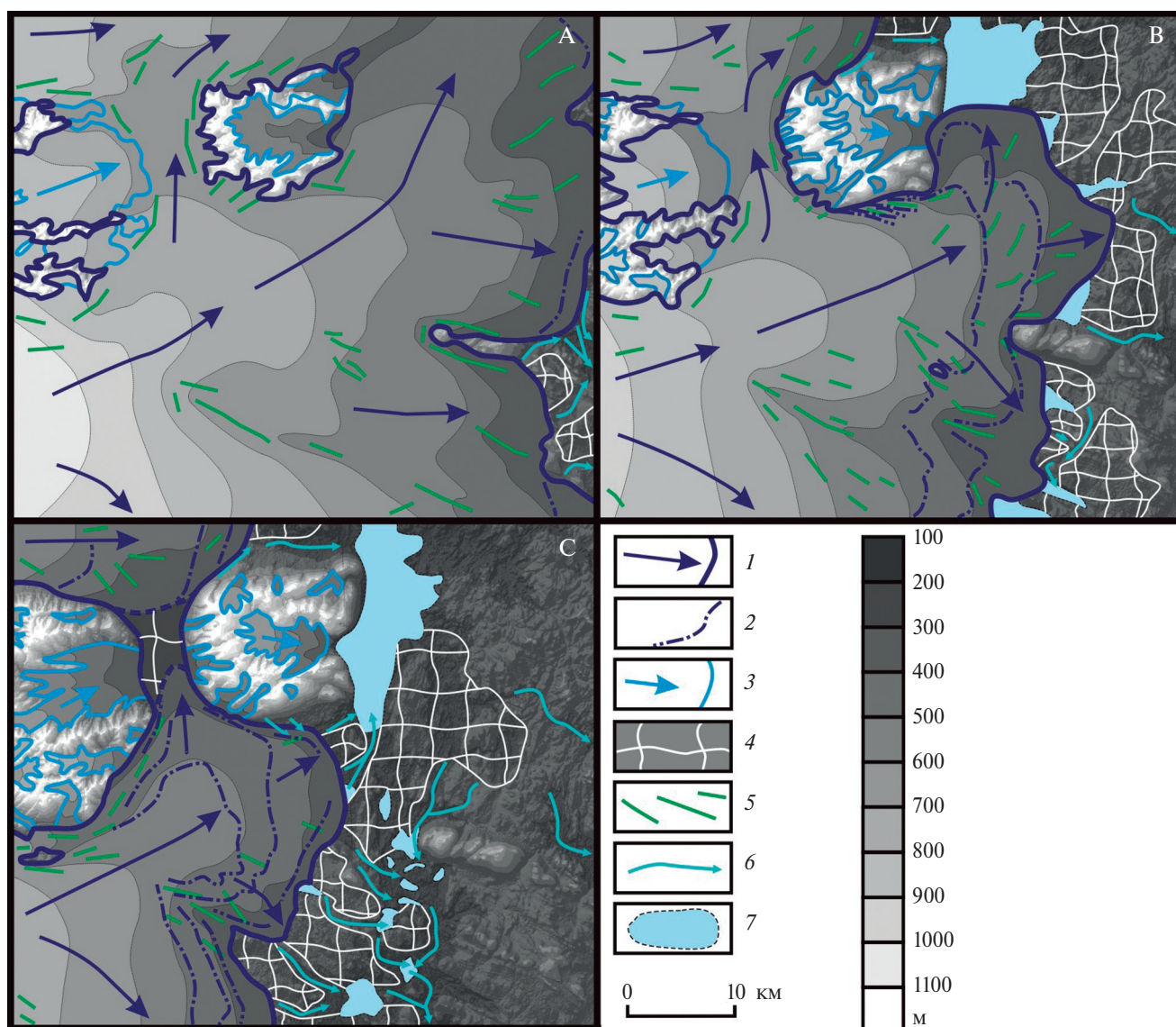


Рис. 6. Схема основных этапов сокращения последнего ледникового покрова в центральной части Кольского региона: А — начальный этап лужской фазы (15700–15000 кал. л. н.), В — завершающий этап лужской фазы (15000–14700 кал. л. н.), С — этап невской фазы (14100–13900 кал. л. н.).

1 — граница активного покровного ледника и направление его движения; 2 — осцилляции ледникового края; 3 — границы горного оледенения; 4 — области, занятые мертвым льдом; 5 — участки нарушений в ледниковом покрове; 6 — каналы стока талых вод в перигляциальной зоне; 7 — приледниковые водоемы.

Fig. 6. Scheme of the main stages of the reduction of the last ice sheet in the central part of the Kola region: А — the beginning of the Luga Stage (15700–15000 cal. BP), В — the ending of the Luga Stage (15000–14700 cal. BP), С — the Neva Stage (14100–13900 cal. BP).

1 — the ice margin and the movement direction of the active ice cover; 2 — the ice margin of during oscillations; 3 — the ice margin of mountain glaciers; 4 — areas occupied by dead ice; 5 — areas of disturbances in the ice cover; 6 — meltwater channels in the periglacial zone; 7 — periglacial lakes.

друг от друга до 45°. Наличие у дистального склона полосы систем каналов стока талых вод, площадок флювио- и лимногляциальных отложений может свидетельствовать об их формировании в открытой или частично открытой краевой зоне ледникового покрова (рис. 6, С).

В строении цепей грядово-холмистого рельефа В1–В3 установлены преимущественно чешуйчатые морены, представленные обычно одним крупным блоком диамиктона. По подошве этих блоков широко развиты текстуры захвата рыхлых пород ледникового ложа. Реконструкция давления

ледника показывает на его перемещение с запада на восток. Подобным образом построены и холмистые массивы, которые надстраивают моренные гряды и представляют собой надвиги диамиктонов на относительно высокие участки залегания подморенных флювиогляциальных отложений. Для дистальных склонов цепей В1–В3 в целом не характерны предфронтальные флювиогляциальные образования. Обычно с дистальной стороны цепи расположена моренная равнина, зачастую с камами. Только на небольшом участке к дистальному склону цепи В3 примыкают отложения покровного зандра (рис. 2).

В результате проведенного исследования полосы ледникового рельефа А и В сопоставляются нами с краевыми ледниковыми образованиями одной из лопастей беломорского ледникового потока, двигавшейся южнее Ловозерских Тундр (Стрелков и др., 1976; Колька, 1998; Евзеров, Николаева, 2000; Boyes et al., 2022). Направление перемещения этой лопасти хорошо прослеживается по ориентировке друмлинов на моренной равнине южнее Умбозера (Граве, Евзеров, 1964; Дедков и др., 1989; Евзеров, Николаева, 2000; Kolka et al., 2008; Boyes et al., 2022). Формирование каждой из полос соответствует краткосрочным фазам активизации последнего Скандинавского ледникового покрова. Максимальное положение ледника в первую фазу (соответствующее поясу А, далее — фаза А) в районе работ может быть зафиксировано по положению насыпных боковых моренных гряд на южном склоне Ловозерских Тундр на отметках до 550 м над у. м. Склоны Панских Тундр в это время были перекрыты льдом до отметок 450–490 м над у. м. Фёдорова Тундра была перекрыта льдом полностью (рис. 6, А). Деградация ледника после максимума фазы А происходила путем отчленения массивов мертвого льда шириной до 12 км и сопровождалась серией краткосрочных осцилляторных подвижек (рис. 6, В). В это время у северо-западного склона Панских Тундр на отметках 190–220 м над у. м. были образованы краевые напорные морены. Заключительным эпизодам подвижек ледника в фазу А могут соответствовать напорные краевые морены на северо-восточном склоне Фёдоровой Тундры и гряды с надвиговыми дислокациями во флювио- и лимногляциальных отложениях на равнине (6, 22 на рис. 2).

Продвижение лопасти ледника в фазу, соответствующую поясу В (далее — фаза В) у юго-западных склонов Ловозерских Тундр, фиксируется по холмисто-грядовым формам напорной морены,

которые под углом причленяются к насыпным боковым моренам фазы А. Южнее, на равнине, они прослеживаются по цепи напорных моренных гряд и холмов, в строении которых у северо-западного склона массива г. Инчъявр установлены складчатые гляциодислокации (7–9 на рис. 2). На отдельных участках вдоль дистального склона этого фрагмента пояса В формируются предфронтальные водно-ледниковые отложения (рис. 6, С). Южнее краевая зона ледника смещалась на запад, огибая наиболее высокую часть Мунозерской возвышенности (Колька, 1998). Деградация ледниковой лопасти после максимума фазы В происходила путем отчленения полос мертвого льда от краевой зоны шириной до 8 км с последующими осцилляторными подвижками на поля мертвого льда. Рубежи продвижения ледника во время осцилляций прослеживаются по цепям гряд краевой чешуйчатой морены (В2–3 на рис. 2).

Деградация ледникового покрова сопровождалась формированием камовых холмов и системы озовых гряд. Озовые гряды ориентированы в основном перпендикулярно фронту ледникового покрова (рис. 2). После таяния большей части мертвого льда в понижениях моренной равнины формировалась система приледниковых водоемов. Их конфигурация и уровень воды постоянно изменялись по мере вытаивания мертвого льда и дренирования территории каналами стока талых вод. Сток по ним был направлен в двух направлениях: в северной части района — к депрессии современного Ловозера и далее на север по долине р. Воронья к Баренцеву морю. В южной части района — к верховьям современного бассейна р. Пана и далее в юго-восточном направлении к долине р. Варзуга к приледниковому бассейну в котловине современного Белого моря (рис. 6, С).

В позднеледниковые в приледниковых водоемах происходит переход от минерогенного к органогенному осадконакоплению. В алевритах появляются прослой и отдельные включения органики, содержание которой увеличивается вверх по разрезу, а выше по разрезу залегает гиттия. Для материала переходных зон в разрезах озер (исключая озеро II) был выполнен радиоуглеродный анализ с целью установления времени начала накопления органики. Так, в озере I возраст гиттии на контакте с минерогенной толщей был определен в 10990 ± 190 калиброванных лет назад (кал. л. н.). В озере IV была датирована нижняя часть органогенной толщи, и получены даты 10400 ± 420 и 9910 ± 240 кал. л. н. Для осадков озера V было

выполнено датирование двух интервалов из нижней части органогенной толщи с результатами в 11590 ± 330 и 9490 ± 240 кал. л. н. От этих результатов заметно отличаются датировки озера III, где были датированы два интервала: из переходной зоны от минерогенных к органогенным осадкам (15330 ± 450) и из нижней части органогенной толщи (13840 ± 240 кал. л. н.). Подобный возраст донных отложений для этой части Кольского региона получен впервые, поэтому у авторов есть сомнения в достоверности результатов датирования. Первые результаты споро-пыльцевого анализа по колонкам озер II и IV, которые включают и анализ состава пыльцы из минерогенной толщи, указывают, что территория была свободна ото льда уже около 13000 кал. л. н. (Васильева и др., 2021; Krikunova et al., 2022).

Корреляция ледниковых отложений района работ с краевыми образованиями Кольского региона и Карелии показывает, что вся территория района работ была перекрыта активным льдом приблизительно до 15700–15000 кал. л. н., что соответствует фазе Кейва II (в других регионах России — лужская, карельская) (Astakhov et al., 2016; Величко и др., 2017). Краевые образования цепочки А в районе работ ранее сопоставлялись с фазой Кейва I (невская, сямозерская) (Ekman, Ilyin, 1991; Евзеров, Николаева, 2000; Astakhov et al., 2016; Korsakova et al., 2023). Время формирования этих краевых образований в Кольском регионе ранее предполагалось в позднем дриасе, около 14100–13900 кал. л. н. (Ekman, Ilyin, 1991; Евзеров, Николаева, 2000). В свою очередь, краевые образования цепочки В ранее относились к фазе продвижения ледникового покрова в позднем дриасе около 12700–12200 кал. л. н. (Ругозерская, Салпаусселька I) (Ekman, Ilyin, 1991; Государственная..., 2012; Astakhov et al., 2016; Hughes et al., 2016). При этом, в авторской модели В.Я. Евзерова, разработанной для Кольского региона, возраст цепи краевых образований В (насыпных и напорно-насыпных, по мнению автора модели) предполагался древнее, чем у цепи А, и соотносился с потеплением бёллинг, 14700–14100 кал. л. н. (Евзеров, Николаева, 2000). Эта модель предполагает, что насыпные краевые морены должны быть дислоцированы ледником и перекрыты маломощной основной мореной последующего продвижения ледника до рубежа фазы А. Однако во всех разрезах полосы В отмечается непосредственное участие диамиктонов в чешуйчатых, складчатых и надвиговых гляциодислокациях совместно с деформированными рыхлыми осадками ледникового ложа, что

не позволяет отнести эти образования к насыпным. При этом на дистальном склоне полосы В развиты не перекрытые мореной предфронтальные флювио- и лимногляциальные отложения, что позволяет отнести краевые образования полосы В к самостоятельной фазе наступления ледника, которая была моложе фазы А.

Новые данные, полученные для органогенных осадков из озерных котловин Кольского региона и прилегающих территорий за последние 15 лет, указывают на то, что накопление органического вещества в них началось 12000–11000 кал. л. н. (Колька и др., 2013; Корсакова и др., 2016; Толстоброва и др., 2016; Korsakova et al., 2020). Результаты споро-пыльцевого анализа показывают, что в заключительный эпизод потепления аллерёд (около 13100–12700 кал. л. н.) как район работ, так и область к западу от него, до котловины озера Имандра, уже были частично свободными ото льда (Korsakova et al., 2020; Lenz et al., 2020; Krikunova et al., 2022; Korsakova et al., 2023). Последующее перекрытие льдом всей этой территории в фазу Салпаусселька I не подтверждается полученными данными.

Таким образом, если принять положение границы оледенения в фазу Салпаусселька I западнее района работ, то цепь краевых образований В могла образоваться во время похолодания древнего дриаса (14100–13900 кал. л. н.) и может быть сопоставлена с краевыми образованиями невиской (сямозерской в Карелии) фазы. Краевые насыпные и напорные образования цепи А, таким образом, могли быть сформированы в подвижку ледниковой лопасти до начала потепления бёллинг (около 15000–14700 кал. л. н.). Вероятно, они связаны с одним из заключительных эпизодов продвижения ледника в лужскую фазу оледенения (Величко и др., 2017). Наличие нескольких эпизодов продвижения активного ледника в это время ранее было установлено для ледниковых потоков на территории Латвии, Эстонии и Псковской области (Kalm, 2012; Карпухина, 2013). Дальнейшие работы по данной проблеме необходимо направить на абсолютное датирование над- и подморенных флювиогляциальных осадков с целью более точной возрастной привязки краевых образований.

ВЫВОДЫ

1. Краевые ледниковые образования в центральной части Кольского региона представлены комплексом параллельно-грядового рельефа

насыпных боковых морен и холмисто-грядового рельефа напорных морен на склонах и у подножия низких гор. На равнине краевые образования представлены двумя полосами грядово-холмистого рельефа, который выражен за счет складчатых и чешуйчато-надвиговых гляциодислокаций.

2. Краевые образования в центральной части Кольского региона были образованы в две фазы, которые соответствуют времени относительных похолоданий позднеледникового 15 000–14 700 и 14 100–13 900 кал. л. н. После достижения максимума в каждую из фаз край активного ледника смещался в западном направлении на 3–12 км. Эти рубежи фиксируют многократные осцилляторные подвижки края ледника, в результате которых формировались цепи грядово-холмистого рельефа.

3. На этапе деградации мертвого льда в многочисленных полостях и трещинах ледника начинали формироваться гляциодиапиры, камовые холмы, грядово-кольцевой и холмистый моренный рельеф, а также озы. После вытаявания мертвого льда на дистальном крае ледника формировались долинныи зандры, конуса выноса и небольшие приледниковые водоемы. Во время потепления аллерёд большая часть территории была свободной ото льда, а накопление органического вещества в озерных котловинах района началось около 11 500–11 000 кал. л. н.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы посвящают данную работу своему научному руководителю — Василию Васильевичу Кольке. Авторы благодарят О.П. Корсакову, С.Б. Николаеву, А.Н. Толстоброву и Б.М. Бойса за ценное обсуждение материалов. Особенная благодарность сотрудникам ГИ КНЦ РАН П.А. Маурчеву и А.А. Стафоркину, а также Н.А. Костроминной, А.И. Крикуновой, В.А. Крошинскому, В.М. Мырину, Н.В. Дёминой, А.В. Пуцкову, Ю.С. Самсоновой, Е.С. Томиловой, А.Я. Нефёдовой и Ю.А. Макаровой за помощь в проведении полевых работ. Работа выполнена в рамках темы лаборатории № 43 ГИ КНЦ РАН FMEZ-2024-0007.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аболтиньш О.П. (1989). Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне. 284 с.
Васильева А.В., Савельева Л.А., Толстобров Д.С., Петров А.Ю. (2022). Реконструкция природной среды района озера Цага-3 (Кольский полуостров) в голо-

цене по данным комплексных исследований. *Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России*. Вып. 9. С. 48–53. <http://doi.org/10.24412/2687-1092-2022-9-48-53>
Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В. (2017). История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена. *Лед и снег*. Т. 57. № 3. С. 391–416. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-391-416>
Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Балтийская. Лист Q–(35), 36 (Апатиты). Объяснит. записка. (2012). Гл. ред. Ю.Б. Богданов. СПб.: Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ. 456 с.
Граве М.К., Евзеров В.Я. (1964). Основные этапы формирования рельефа и рыхлых отложений Ловозерских тундр. *Четвертичные отложения и грунтовые воды Кольского полуострова*. С. 12–29.
Дедков Н.С., Ильин В.А., Горбунов Е.О. (1989). Карта четвертичных отложений с элементами геоморфологии Мурманской области. Под ред. В.Я. Евзерова. Апатиты: ГИ КНЦ РАН.
Евзеров В.Я. (2010). Краевые образования покровного и горного оледенений в районе Сейдозерской котловины Ловозерского горного массива на Кольском полуострове. *Геоморфология*. № 2. С. 55–59.
Евзеров В.Я., Горбунов Е.О., Колька В.В. (1993). Краевые ледниковые образования позднего дриаса в северной и центральной частях Кольского полуострова. *Четвертичные отложения и новейшая тектоника ледниковых областей Восточной Европы*. С. 26–38.
Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. (1980). Палеогеография плейстоцена западной части Кольского полуострова. Л.: Наука. 104 с.
Евзеров В.Я., Николаева С.Б. (2000). Пояса краевых образований Кольского региона. *Геоморфология*. № 1. С. 61–73.
Кайрюкшис Л.А., Басаликас А.Б., Микалаускас А.П. и др. (1983). Оценка расчлененности рельефа Литвы для моделирования регионального развития. *Труды АН Литовской ССР. Серия Б*. Т. 5. № 138. С. 85–93.
Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. (1993). Гляциальная геология: Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба. СПб.: Недра. 328 с.
Карпухина Н.В. (2013). Особенности деградации останков ледникового покрова в пределах Чудско-Псковской низменности. *Геоморфология*. № 4. С. 38–47.
Колька В.В. (1998). Мунозерская островная возвышенность. *Вестник Мурманского государственного технического университета*. Т. 1. № 3. С. 79–88.
Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Г.Д. (2013). Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене — голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба. *Известия РАН. Серия географическая*. № 1. С. 73–88.

- Комаровский М.Е. (1996). Минская и Ошмянская возвышенности. Минск: Ин-т геологических наук АН Беларуси. 128 с.
- Корсакова О.П., Колька В.В., Толстоброва А.Н. и др. (2016). Литология и поздне-постледниковая стратиграфия донных отложений из котловин изолированных бассейнов побережья Белого моря (на примере малого озера из района поселка Чупа, северная Карелия). *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. Т. 24. № 3. С. 81–101. <https://doi.org/10.7868/S0869592X16030042>
- Кошечкин Б.И. (1979). Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 160 с.
- Лаврушин Ю.А. (1976). Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука. 237 с.
- Серебрянный Л.Р. (1978). Динамика покровного оледенения и гляциоэвстазия в позднечетвертичное время. М.: Наука. 270 с.
- Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. и др. (1976). История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 164 с.
- Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Колька В.В., Корсакова О.П. (2016). История развития озера Осинового (Кольский регион) в поздне- и постледниковое время по материалам диатомового анализа донных отложений. *Труды Карельского НЦ РАН*. № 5. С. 106–116. <https://doi.org/10.17076/lim305>
- Ядута В.А., Москаленко П.Е. (2003). Неотектоническая схема. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q–(35)–37 (Кировск). Гл. ред. Ю.Б. Богданов. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ.
- Arslanov Kh.A., Tertychnaya T.V., Chernov S.B. (1993). Problems and methods of dating low activity samples by liquid scintillation counting. *Radiocarbon*. V. 35. P. 393–398.
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. (2016). Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.* V. 420. P. 4–14. <http://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Benn D.I. (2013). Till fabric analysis. In: *Encyclopedia of Quaternary Science. 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 Surface Processes and Landforms*. V. 18. № 7. P. 665–672.
- Benn D.I., Evans D.J.A. (1998). *Glaciers and Glaciation*. London: Arnold. 734 p.
- Boyes B.M., Linch L.D., Pearce D.M., Nash D.J. (2022). The last Fennoscandian Ice Sheet glaciations on the Kola Peninsula and Russian Lapland (Part 2): Ice sheet margin positions, evolution, and dynamics. *Quat. Sci. Rev.* V. 300. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107872>
- Boyes B.M., Pearce D.M., Linch L.D. (2021). Glacial geomorphology of the Kola Peninsula and Russian Lapland. *J. of Maps*. V. 17:2. P. 497–515. <http://doi.org/10.1080/17445647.2021.1970036>
- Bronk Ramsey C. OxCAL 4.4 [Электронный ресурс]. URL: <http://c14.arch.ox.ac.uk>. (дата обращения 14.10.2020).
- Ekman I., Iljin V. (1991). Deglaciations the Younger Dryas End Moraines and their Correlation in Karelian A.S.S.R. and adjacent Areas. In: *Eastern Fennoscandian Younger Dryas End Moraines*. H. Rainio, M. Saarnisto (Eds.). Guide 32. P. 73–99.
- Geology Page. OpenStereo. [Электронный ресурс]. URL: <https://www.geologypage.com/2013/07/openstereo.html> (дата обращения 12.07.2021)
- Grosswald M.G. (2001). The Late Weichselian Barents-Kara Ice Sheet: In defense of a maximum reconstruction. *Russian J. of Earth Sci.* V. 3. № 6. P. 427–452.
- Hättestrand C., Clark C.D. (2006). The glacial geomorphology of Kola Peninsula and adjacent in the Murmansk Region, Russia. *J. of Maps*. V. 2:1. P. 30–42. <https://doi.org/10.4113/jom.2006.41>
- 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*. V. 45 (1). P. 1–45. <http://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Kalm V. (2012). Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea. *Quat. Sci. Rev.* V. 44. P. 51–59. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.01.019>
- Kolka V., Korsakova O., Nikolaeva S., Yevzerov V. (2008). The Late Pleistocene interglacial, late glacial landforms and Holocene neotectonics of the Kola Peninsula. Geological Institute of KSC RAS. ICG excursion. № 34. August 14–23. Apatity. 72 p.
- Korsakova O., Tolstobrov D., Nikolaeva S. et al. (2020). Lake Imandra depression in the Late Glacial and early Holocene (Kola Peninsula, north-western Russia). *Baltica*. V. 3(2). P. 177–190. <https://doi.org/10.5200/baltica.2020.2.5>
- Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. (2023). European Russia: glacial landforms from the Bølling-Allerød Interstadial. In: *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation*. D. Palacios, P.D. Hughes, J.M. Garcia-Ruiz, N. Andres (Eds.). Elsevier. P. 305–310. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00014-0>
- Krikunova A.I., Kostromina N.A., Savelieva L.A. et al. (2022). Late- and postglacial vegetation and climate history of the central Kola Peninsula derived from a radiocarbon-dated pollen record of Lake Kamenistoe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. V. 603. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111191>
- Lenz M., Savelieva L., Frolova L. et al. (2020). Lateglacial and Holocene environment history of the central Kola region, northwestern Russia revealed by sediment succession from Lake Imandra. *Boreas*. V. 50. Iss. 1 P. 76–100. <https://doi.org/10.1111/bor.12465>
- Lundqvist J. (1979). Morphogenetic classification of glaciofluvial deposits. *Sveriges geologiska undersökning: Upssala*. 72 p.
- Niemelä J., Lukashov A., Ekman I. et al. (1993). The map of Quaternary deposits of Finland and northwestern part of Russian Federation and their Resources. M 1:1 000 000. Geological Survey of Finland.

- Porter C., Morin P., Howat I. et al. (2018). ArcticDEM, Harvard Dataverse. V1. [Electronic data]. URL: <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH> (accessed date: 09.02.2022)
- Reimer P.J., Austin W.E., Bard E. et al. (2020). The IntCal 20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. V. 62. № 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Stroeven A.P., Hättestrand C., Kleman J. et al. (2016). Deglaciation of Fennoscandia. *Quat. Sci. Rev.* V. 147. P. 91–121. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.016>
- Winsborrow M.C.M., Andreassen K., Corner G.D., La-berg J.S. (2010). Deglaciation of a marine-based ice sheet: Late Weichselian palaeo-ice dynamics and retreat in the southern Barents Sea reconstructed from onshore and off-shore glacial geomorphology. *Quat. Sci. Rev.* V. 29. P. 424–442. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.001>
- Włodarski W., Godlewska A. (2016). Sedimentary and structural evolution of a Pleistocene small-scale push moraine in eastern Poland: New insight into paleoenvironmental conditions at the margin of an advancing ice lobe. *Quat. Sci. Rev.* V. 146. P. 300–321. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.06.014>

GLACIAL RELIEF OF THE CENTRAL PART OF THE KOLA REGION²

A. A. Vashkov^{a, #}, O. Yu. Nosova^a, and D. S. Tolstobrov^a

^a *Geological Institute of the Kola Scientific Centre of RAS, Apatity, Russia*

[#] *E-mail: a.vashkov@ksc.ru*

Improvement in quality of digital elevation models and satellite images of the Earth's surface led to a tendency to interpret them without sufficient confirmation by geological research methods. At the same time, the geological data is critical for the interpretation of genesis of accumulative glacial landforms and regional landscape reconstruction during the last glaciation. The article provides a classification and geologic structure of the glacial relief of one of the key areas in the Kola region. New data were obtained using morphometric analysis of relief, geological, structural analysis of glacial landforms, petrographic analysis of coarse glacial deposits, and the study of lake sediments. Two bands of glacial accumulative relief were identified in the study area.

The first band forms a parallel ridge relief on the southern slope of the Lovozero Tundra. It represents the formations of a lateral moraine formed at the edge of a glacier moving from the west to the east along the slope. Also a hummocky-ridge relief along the slopes of the Lovozero, Panskie, and Fedorova Tundras that consist of terminal moraines is included in this band. The moraines are composed of dislocated limno- and fluvioglacial deposits, dump and ablative moraines.

The second band is formed by three subparallel chains of ridge-hummocky relief. They include folded and imbricated-thrust glaciotectionically deformed deposits. Fluvioglacial deposits are developed on the distal slope of the outer chain.

Both bands of glacial relief are associated with formation of marginal landforms during two stages of glacial retreats. Analysis of deglaciation models of the last ice sheet in the Kola and adjacent regions and data on the position of known marginal glacial formations made it possible to compare the stages with the final episodes of the Luga (Karelian) and Neva (Syamozero) Stages. The information obtained reveals more details about the stages of development of the last ice sheet and the deglaciation pattern of the Kola region in the Late Glacial.

Keywords: Late Pleistocene, last ice sheet, marginal glacial formations, relief morphometry, glacioidislocations

ACKNOWLEDGMENT

The authors dedicate this work to their supervisor, Vasily Vasilyevich Kolka. The authors are grateful to O.P. Korsakova, S.B. Nikolaeva, A.N., and B.M. Boys for valuable discussion of the material. Special thanks to the staff of the GI KSC RAS P.A. Mauricev and A.A. Staforkin, as well as N.A. Kostromina, A.I. Krikunova, V.A. Kroshinsky, V.M. Mymrin, N.V. Demina, A.V. Putskov, Yu.S. Samsonova, E.S. Tomilova, A.Ya. Nefedova and Yu.A. Makarova

for help in field work. The work was carried out within the framework of the theme of laboratory № 43 of the GI KSC RAS FMEZ-2024-0007.

REFERENCES

- Aboltynš O.P. (1989). Glyatsiostruktura i lednikovyi morfogenez (Glaciostructure and glacial morphogenesis). Riga: Zinatne (Publ.). 284 p. (in Russ.)
- Arslanov Kh.A., Tertychnaya T.V., Chernov S.B. (1993). Problems and methods of dating low activity samples by

² For citation: Vashkov A.A., Nosova O.Yu., Tolstobrov D.S. (2024). Glacial relief of the Central Part of the Kola region. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 1. P. 70–92. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924010061>; <https://elibrary.ru/IOJQAF>

- liquid scintillation counting. *Radiocarbon*. V. 35. P. 393–398.
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. (2016). Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.* V. 420. P. 4–14. <http://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Benn D.I. (2013). Till fabric analysis. In: *Encyclopedia of Quaternary Science. 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 Surface Processes and Landforms*. V. 18. № 7. P. 665–672.
- Benn D.I., Evans D.J.A. (1998). *Glaciers and Glaciation*. London: Arnold. 734 p.
- Bogdanov Yu.B. (Ed.). (2012). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:1 000 000 (tret'e pokolenie). Ser. Baltiiskaya. List Q–(35), 36 (Apatity). Ob'yasn. zapiska (State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1 000 000 (third edition). Baltic series. Sheet Q–(35), 36 (Apatity). Explanatory note). St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI (Publ.). 456 p. (in Russ.)
- Boyes B.M., Linch L.D., Pearce D.M., Nash D.J. (2022). The last Fennoscandian Ice Sheet glaciations on the Kola Peninsula and Russian Lapland (Part 2): Ice sheet margin positions, evolution, and dynamics. *Quat. Sci. Rev.* V. 300. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107872>
- Boyes B.M., Pearce D.M., Linch L.D. (2021). Glacial geomorphology of the Kola Peninsula and Russian Lapland. *J. of Maps*. V. 17:2. P. 497–515. <http://doi.org/10.1080/17445647.2021.1970036>
- Bronk Ramsey C. OxCal 4.4 [Electronic resource]. URL: <http://c14.arch.ox.ac.uk> (accessed on 14.10.2020).
- Dedkov N.S., Iljin V.A., Gorbunov E.O. (1989). Karta chetvertichnykh otlozhenii s elementami geomorfologii Murmanskoi oblasti (The Map of Quaternary deposits of the Murmansk region with elements of geomorphology). V.Ya. Yevzerov (Ed.). Apatity: GI KSC RAS (Publ.). (in Russ.)
- Ekman I., Iljin V. (1991). Deglaciations the Younger Dryas End Moraines and their Correlation in Karelian A.S.S.R. and adjacent Areas. In: *Eastern Fennoscandian Younger Dryas End Moraines*. H. Rainio, M. Saarnisto (Eds.). Guide 32. P. 73–99.
- Geology Page. OpenStereo. Available online: <https://www.geologypage.com/2013/07/openstereo.html> (accessed on 12.07.2021)
- Grave M.K., Yevzerov V.Ya. (1964). The main stages of the formation of the relief and friable deposits of the Lovozero Tundra. In: *Chetvertichnye otlozheniya i gruntovye vody Kol'skogo poluostrova*. P. 12–29. (in Russ.)
- Grosswald M.G. (2001). The Late Weichselian Barents-Kara Ice Sheet: In defense of a maximum reconstruction. *Russian Journal of Earth Sci.* V. 3. № 6. P. 427–452.
- Hättestrand C., Clark C.D. (2006). The glacial geomorphology of Kola Peninsula and adjacent in the Murmansk Region, Russia. *Journal of Maps*. V. 2:1. P. 30–42. <https://doi.org/10.4113/jom.2006.41>
- 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*. V. 45. Iss. 1. P. 1–45. <http://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Kajrukštis L.A., Basalykas A.B., Mikalauskas A.P. et al. (1983). Assessment of the dissection of the Lithuanian relief for the purposes of modeling regional development. *Lietuvos TSR Mokslų Akademijos Darbai. Serija B*. № 5. P. 85–93. (in Russ.)
- Kalm V. (2012). Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea. *Quat. Sci. Rev.* V. 44. P. 51–59. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.01.019>
- Kaplyanskaya F.A., Tarnogradskiy V.D. (1993). Glyatsial'naya geologiya: Metodicheskoe posobie po izucheniyu lednikovyx obrazovaniy pri geologicheskoi s"emke krupnogo masshtaba (Glacial geology: Methodical textbook for study of glacial formations at the large-scale geological survey). St. Petersburg: Nedra (Publ.). 328 p. (in Russ.)
- Karpukhina N.V. (2013). Characteristic features of the ostashkov ice sheet degradation within Chudsko-Pskovskaya lowland. *Geomorfologiya*. № 4. P. 38–47 (in Russ.)
- Kolka V., Korsakova O., Nikolaeva S., Yevzerov V. (2008). The Late Pleistocene interglacial, late glacial landforms and Holocene neotectonics of the Kola Peninsula. Geological Institute of KSC RAS. ICG excursion. № 34. August 14–23. Apatity. 72 p.
- Kolka V.V. (1998). The Munozero Insular Upland. *Vestnik Murmanskogo gosudarstvennogo tekhnicheskogo universiteta*. № 1 (3). P. 79–88 (in Russ.)
- Kolka V.V., Yevzerov V.Ya., Moller J.J., Corner G.D. (2013). The Late Weichselian and Holocene European Russia: glacial landforms from the Bølling–Allerød Interstadial relative sea-level change and isolation basin stratigraphy at the Umba Settlement, southern coast of Kola Peninsula. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. № 1. P. 73–88. (in Russ.)
- Komarovskiy M.E. (1996). Minskaya i Oshmyanskaya vozvysennosti (The Minsk and Oshmjany Uplands). Minsk: Institute of Geological Sciences of the Academy of Sciences of Belarus (Publ.). 128 p. (in Russ.)
- Korsakova O., Tolstobrov D., Nikolaeva S. et al. (2020). Lake Imandra depression in the Late Glacial and early Holocene (Kola Peninsula, north-western Russia). *Baltica*. V. 3 (2). P. 177–190. <https://doi.org/10.5200/baltica.2020.2.5>
- Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. (2023). European Russia: glacial landforms from the Bølling–Allerød Interstadial. In: *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation*. D. Palacios, P.D. Hughes, J.M. Garcia-Ruiz, N. Andres (Eds.). Elsevier (Publ.). P. 305–310. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00014-0>
- Korsakova O.P., Kolka V.V., Tolstobrova A.N. et al. (2016). Lithology and postglacial stratigraphy of bottom sediments in isolated basins of White Sea coast exemplified by a small lake in the Chupa settlement area (northern Karelia). *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya*. V. 24. № 3. P. 81–101. (in Russ.). <https://doi.org/10.1134/S0869593816030035>

- Koshechkin B.I. (1979). Golotsenovaya tektonika vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita (The Holocene tectonics of the Eastern part of the Baltic Shield). Leningrad: Nauka (Publ.). 160 p. (in Russ.)
- Krikunova A.I., Kostromina N.A., Savelieva L.A. et al. (2022). Late- and postglacial vegetation and climate history of the central Kola Peninsula derived from a radiocarbon-dated pollen record of Lake Kamenistoe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. V. 603. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111191>
- Lavrushyn Yu.A. (1976). Stroenie i formirovanie osnovnykh moren materikovykh oledeneni (Structure and forming of basal moraines of continental glaciations). Moscow: Nauka (Publ.). 237 p. (in Russ.)
- Lenz M., Savelieva L., Frolova L. et al. (2020). Lateglacial and Holocene environment history of the central Kola region, northwestern Russia revealed by sediment succession from Lake Imandra. *Boreas*. V. 50. Iss. 1. P. 76–100. <https://doi.org/10.1111/bor.12465>.
- Lundqvist J. (1979). Morphogenetic classification of glacio-fluvial deposits. Sveriges geologiska undersökning: Uppsala. 72 p.
- Niemelä J., Lukashov A., Ekman I. et al. (1993). The map of Quaternary deposits of Finland and northwestern part of Russian Federation and their Resources. M 1:1 000 000. Geological Survey of Finland.
- Porter C., Morin P., Howat I. et al. (2018). ArcticDEM, Harvard Dataverse. V1. [Electronic data]. URL: <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH> (accessed date: 09.02.2022)
- Reimer P.J., Austin W.E., Bard E. et al. (2020). The IntCal 20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. V. 62. № 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Serebryannyi L.R. (1978). Dinamika pokrovnogo oledeneniya i glyatsioevstaziya v pozdnechetvertichnoe vremya (Dynamics of Ice Sheet and Glacio-Eustace in the Late Quaternary). Moscow: Nauka (Publ.). 270 p. (in Russ.)
- Strelkov S.A., Yevzerov V.Ya., Koshechkin B.I. et al. (1976). Istoriya formirovaniya rel'efa i rykhlykh otlozhenii severo-vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita (The history of the formation of the relief and loose deposits of the northeastern part of the Baltic Shield). Leningrad: Nauka (Publ.). 164 p. (in Russ.)
- Stroeven A.P., Hätterstrand C., Kleman J. et al. (2016). Deglaciation of Fennoscandia. *Quat. Sci. Rev.* V. 147. P. 91–121. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.016>
- Tolstobrova A.N., Tolstobrov D.S., Kolka V.V., Korsakova O.P. (2016). Glacial and postglacial history of Lake Osinovoye (Kola Region) inferred from sedimentary diatom assemblages. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN*. № 5. P. 106–116. (in Russ.). <https://doi.org/10.17076/lim305>
- Vasilyeva A.V., Savel'eva L.A., Tolstobrov D.S., Petrov A.Yu. (2022). Reconstruction of the natural environment of the Tsaga-3 lake region (Kola Peninsula) in Holocene according to integrated investigations. In: *Rel'ef i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarktiki i Severo-Zapada Rossii*. V. 9. P. 48–53. (in Russ.). <http://doi.org/10.24412/2687-1092-2022-9-48-53>
- Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V., Karpukhina N.V. (2017). History of the Scandinavian ice sheet and surrounding landscapes during the Valdai Ice Age and the Holocene. *Ice and Snow*. № 57 (3). P. 391–416. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-391-416> (in Russ.)
- Winsborrow M.C.M., Andreassen K., Corner G.D., Laberg J.S. (2010). Deglaciation of a marine-based ice sheet: Late Weichselian palaeo-ice dynamics and retreat in the southern Barents Sea reconstructed from onshore and offshore glacial geomorphology. *Quat. Sci. Rev.* V. 29. P. 424–442. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.001>
- Włodarski W., Godlewska A. (2016). Sedimentary and structural evolution of a Pleistocene small-scale push moraine in eastern Poland: New insight into paleoenvironmental conditions at the margin of an advancing ice lobe. *Quat. Sci. Rev.* V. 146. P. 300–321. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.06.014>
- Yaduta V.A., Moskalenko P.E. (2003). The Neotectonic scheme. Gosudarstvennaya geolo-gicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1:1 000 000 (novaya seriya). List Q–(35)–37 (Kirovsk). Bogdanov Yu.B. (Ed.). St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI (Publ.). (in Russ.)
- Yevzerov V.Ya. (2010). Ice-sheet and mountain glaciers marginal deposits in the area of Seidozerskaya depression (Lovozerky massive, Kola Peninsula). *Geomorphologiya*. № 2. P. 55–59. (in Russ.)
- Yevzerov V.Ya., Gorbunov E.O., Kolka V.V. (1993). Marginal glacial formations of the Younger Dryas in the northern and central parts of the Kola Peninsula. In: *Chetvertichnye otlozheniya i noveishaya tektonika lednikovyykh oblastei Vostochnoi Evropy*. Apatity: KNTS RAN (Publ.). P. 26–38. (in Russ.)
- Yevzerov V.Ya., Koshechkin B.I. (1980). Paleogeografiya pleistotsena zapadnoi chasti Kol'skogo poluostrova (Pleistocene paleogeography of the western part of the Kola Peninsula). Leningrad: Nauka (Publ.). 104 p. (in Russ.)
- Yevzerov V.Ya., Nikolaeva S.B. (2000). Marginal glacial formations of Kola region, north-west Russia. *Geomorphologiya*. № 1. P. 61–73. (in Russ.)