

ПЕРВЫЙ ОПЫТ РЕКОНСТРУКЦИИ ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА В РАЗЛИЧНЫЕ СТАДИИ ОЛЕДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ РАЙОНА ХИБИНСКИХ И ЛОВОЗЕРСКИХ ТУНДР НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ)

В. Я. Евзеров, С. Б. Николаева

Геологический институт Кольского научного центра РАН

Поступила в редакцию 15 января 2010 г.

Аннотация. На основании высот нахождения напорных краевых образований и максимальных высот распространения боковых морен поздневалдайского ледника реконструирована форма поверхности этого ледника в районе Хибинского и Ловозерского горных массивов в периоды стадийных похолоданий среднего и позднего дриаса. Установлено, что поверхность ледника достигала, соответственно, отметок 700 и 500 м, а ее наклон изменялся от 30 до 70 м на 10 км, что значительно меньше, чем в краевых областях ледниковых щитов Западной Гренландии и Восточной Антарктиды. Максимальная мощность льда составляла в среднем дриасе около 600 м, в позднем дриасе – порядка 400 м. Наклон поверхности ледника возрастал в период похолодания. В целом, он совпадает с направлениями перемещения ледниковых потоков, установленными по направлениям разноса обломочного материала, ориентировке друмлинов, ледниковых шрамов и другим показателям ледниковой активности.

Ключевые слова: оледенения, морена, ледниковый покров, Поздний Валдай, Хибинские и Ловозерские тундры, Кольский полуостров, Россия.

Abstract. The surface of the Late Valdaian ice sheet in the area of the Khibiny and Lovozerskiye massifs in cool stadial phases of the Middle and Younger Dryas has been restored. The reconstruction is based on distribution of heights of push moraine ridges and lateral moraines of the ice sheet.

Key words: glaciation, moraines, ice sheet, Late Valdaian, Khibiny and Lovozerskiye tundras, Kola Peninsula; Russia

В настоящее время до 11 % территории суши покрыто ледниками. Это огромный ледниковый покров, оккупировавший самый южный континент Антарктиду, существенно меньший покров, занимающий почти всю площадь острова Гренландия, и многочисленные горные ледники, развитые на всех континентах, кроме Австралии. Форма этих ледников определяется различными дистанционными методами и наземными наблюдениями. Установлено, что покровные ледники могут быть крутосклонными в краевой полосе, как, например, в Восточной Антарктиде и Западной Гренландии, или иметь низкоградиентную поверхность, как некоторые потоки Западной Антарктиды. По направлению к центральным частям ледяных щитов их поверхности всегда выполаживаются. Получены формулы, характеризующие форму современных ледниковых покровов. В совокупности с данными о расположении краевых ледниковых образований

они успешно использованы рядом исследователей для реконструкции формы покровных ледников прошлого (например, А. А. Асеев [1], Ю. Элерс [2] и др). Однако следует отметить два момента. Во-первых, определялась форма поверхности покровных ледников только в период их максимального распространения, и, во-вторых, реконструированные поверхности не подкреплялись геологическими данными. В данной работе впервые предпринята попытка восстановить поверхность ледникового покрова в различные стадии его развития на основе геологических материалов.

В Кольском регионе, включающем территорию Мурманской области и прилегающие к Кольскому полуострову шельфы Баренцева и Белого морей, широко распространены только ледниковые отложения поздневалдайского оледенения. В 70-е гг. прошлого века в результате детальных исследований рельефа и четвертичных отложений в районе Хибинского и Ловозерского горных массивов [3, 4], с учетом материалов предшествующих работ сло-

жилося вполне определенное представление о двух стадиях валдайского покровного оледенения, имевших место в указанной области. При этом считалось, что в первую стадию покровный ледник перекрывал горы, тогда как во вторую стадию, получившую название «стадия нунатаков», вершины гор выступали над поверхностью ледника. Позднее на основе геологических, геофизических наблюдений и результатов моделирования было показано, что максимальных размеров достигало поздневалдайское оледенение [5–7], тогда как ранневалдайское доходило только до северных предгорий Ловозерского массива и не распространялось восточнее [7, 8].

Первая попытка реконструкции позиций ранневалдайского и поздневалдайского ледника в отдельные стадии его развития была предпринята С. А. Стрелковым в коллективной монографии [9]. Этот автор полагал, что ранневалдайское оледенение значительно превосходило поздневалдайское, подразделявшееся на три стадии. Однако надежного обоснования указанных стадий и границ распространения ледников в эти стадии С. А. Стрелков не привел.

Объектом нашего изучения явились отложения поздневалдайского оледенения. Из литературных источников известно, что деградация покровного ледника в позднем валдае протекала в условиях циклических вариаций климата разного ранга. Эти вариации определены посредством детальных исследований различными методами ледниково-морских, пресноводных и глубоководных морских осадков [10–13]. Каждая из вариаций продолжительностью от 500 до 2000 лет включала в себя сравнительно быстрое потепление и последующее постепенное или ступенчатое похолодание. Нами установлено, что в периоды межстадиальных потеплений в основном в связи с низко градиентным характером поверхности ледника в Кольском регионе происходило отчленение от основного массива льда огромных периферических областей ледника [14]. У края активного льда, если он контактировал с приледниковыми водоемами, во время потеплений накапливались мощные толщи флювиогляциальных осадков. В периоды стадийных похолоданий происходила реактивация ледника, и край активного льда продвигался на некоторое расстояние. При этом он деформировал межстадиальные осадки и формировал, как правило, напорную морену, маркирующую новую границу распространения ледникового покрова. Впоследствии при полном освобождении территории ото льда в

рельефе проявлялись полосы крупных напорно-насыпных гряд с ядром из деформированных флювиогляциальных отложений и маломощной моренной покрывкой и полосы значительно меньших по размерам гряд напорной морены. В результате многолетних полевых наблюдений и дешифрирования аэрофотоматериалов нам удалось разработать модель дегляциации Кольского региона [15] и выделить в его пределах три пояса (I, II, III по мере удревнения) маргинальных образований [14]. Каждый из поясов состоит из двух полос: внутренней и внешней, которые, как отмечалось, формировались на протяжении межстадиального потепления и стадийного похолодания и представлены, соответственно, грядами напорно-насыпных и преимущественно напорных морен. Образование пояса III происходило в связи с потеплением, имевшим место между 14 700 и 16 100 лет до настоящего времени (н. в.), и последующим похолоданием в интервале от ~14 700 до 13 400–12 900 лет до н. в. [10, 11, 13]. Маргинальные пояса II и I соотносятся, соответственно, с климатическими ритмами: беллингом – средним дриасом и аллередом – поздним дриасом [14]. Составленная схема расположения маргинальных поясов позволила оценить площади, занимаемые поздневалдайским покровным ледником в разные стадии его эволюции.

В течение Международного полярного года 2007–2008 авторы детально изучили ледниковые образования района Хибинского и Ловозерского горных массивов. При этом были выявлены межстадиальные и стадийные краевые ледниковые образования как покровных, так и горных ледников и по картографическим материалам установлены наиболее высокие отметки расположения боковых морен, образованных ледниковым покровом. Оказалось, что, как и полагал А. Д. Арманд [16], гряды напорных морен, отвечающие стадийным похолоданиям, формировались только в тех случаях, когда, наступая, покровный ледник не перекрывал горные ледники. Уместно отметить, что в исследуемом районе ледниковые и водно-ледниковые отложения поздневалдайского оледенения принадлежат только двум поясам краевых образований – I и II. Очевидно, при формировании маргинальных образований пояса III как в период потепления, так и во время стадийного похолодания ледниковый покров перекрывал оба горных массива.

Полученные материалы по распространению образований поздневалдайского ледникового

покрова Хибинско-Ловозерского района позволяют приближенно реконструировать форму поверхности краевой области ледника в периоды стадийных похолоданий среднего и позднего дриаса. Опорными точками реконструкции являются абсолютные высоты кровли морены напорных гряд, а также данные о максимальных высотах расположения боковой морены на склонах упомянутых гор. Поверхность ледникового покрова, несомненно, располагалась несколько выше выбранных нами опорных точек. Однако вряд ли это превышение было слишком большим и, главное, существенно отличалось от места к месту. Поэтому есть основание полагать, что реконструированные поверхности ледника подобны реальным.

Наиболее высокие из боковых морен Хибин и Ловозерского массива и напорно-насыпные и напорные гряды морен Ловозерских тундр сформировались покровным ледником в межстадийно-стадийный цикл, охватывающий беллинг и средний дриас. Это с очевидностью следует из того обстоятельства, что расположенные западнее (ближе к центрально-ледниковой области) краевые гряды Хибин находятся на более низких гипсометрических отметках и, соответственно, образовались позднее, в климатический цикл аллеред – поздний дриас [17].

На рис. 1 показаны распространение и форма поверхности покровного ледника в период стадийного похолодания в среднем дриасе. Изолинии проведены через 200 м с отметками, отвечающими таковым на карте масштаба 1 : 1 000 000. Они начинаются вблизи расположения боковых морен с соответствующими отметками и продолжают в западной части схемы субпараллельно расположению напорной краевой гряды среднего дриаса. Изгиб изолинии с отметкой 700 м отражает растекание льда к северу и востоку в районе боковой морены с аналогичной отметкой. Аналогичный изгиб изолинии, очевидно, имел место в области разделения потоков льда, следовавшего между

горными массивами и огибающего Ловозерский массив с юга. Однако нет данных для его оцифровки. Снижение поверхности ледника в отдельных языках варьирует примерно от 40 до 70 м на 10 км, что значительно меньше соответствующих показателей краевых областей ледниковых щитов Западной Гренландии и Восточной Антарктиды (около 200 м на 10 км [18]). Наклон поверхности ледника возрастал местами в непосредственной близости к краевым образованиям, а также в период похолодания. Об этом свидетельствует значительно большая разница между отметками межстадийных и стадийных краевых образований на юго-западе Ловозерского массива (365 и 600 м), сравнительно с отметками аналогичных образований в районе внутривозерской впадины, составляющими 220 и 190 м. Наибольшая мощность льда – порядка 600 м – имела место в юго-западной части района исследований. В северном и северо-восточном направлениях толщина льда неуклонно сокращалась, сообразуясь с рельефом ложа.

На рис. 2, построенном по тому же принципу, что и рис. 1, показаны распространение и форма поверхности покровного ледника в период стадийного похолодания в позднем дриасе. Снижение поверхности льда в восточном направлении варьирует примерно от 30 до 45, редко 60 м на 10 км, а в северо-восточном составляет порядка 30 м на 10 км. Максимальная мощность льда достигала примерно 400 м.

Наклон поверхности ледника как в среднем, так и в позднем дриасе совпадает с направлениями перемещения обломочного материала ледниковыми потоками, установленными по направлениям разноса обломочного материала, ориентировке друмлин, ледниковых шрамов и другим показателям ледниковой активности [14].

Работа частично поддержана программой ОНЗ-13 «Эволюция криосферы в условиях меняющегося климата»

ЛИТЕРАТУРА

1. Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы / А. А. Асеев. – М. : Наука, 1974. – 319 с.
2. Ehlers Y. Reconstructing the dynamics of the North-West European Pleistocene ice sheets / Y. Ehlers // Quaternary Sci. Reviews. – 1990. – V. 9. – P. 71–83.
3. Арманд А. Д. Развитие рельефа Хибин и прихибинской равнины / А. Д. Арманд // Апатиты. – 1964. – № 32–64. – 244 с.
4. Граве М. К. Основные этапы формирования рельефа и рыхлых отложений Ловозерских тундр /

- М. К. Граве, В. Я. Евзеров // Четвертичные отложения и грунтовые воды Кольского п-ва. – М.–Л. : Наука, 1964. – С. 12–29.
5. Fennoscandian palaeoglaciology reconstructed using a glacial inversion model / J. Kleman [et al.] // Journal of Glaciology. – 1997. – Vol. 43, № 144. – P. 283–299.
6. The Last Interglacial-Glacial cycle in NE Fennoscandia: a nearly continuous record from Sokli (Finnish Lapland) / K. F. Helmens [et al.] // Quaternary Science Reviews 19. – 2000. – P. 1605–1623.

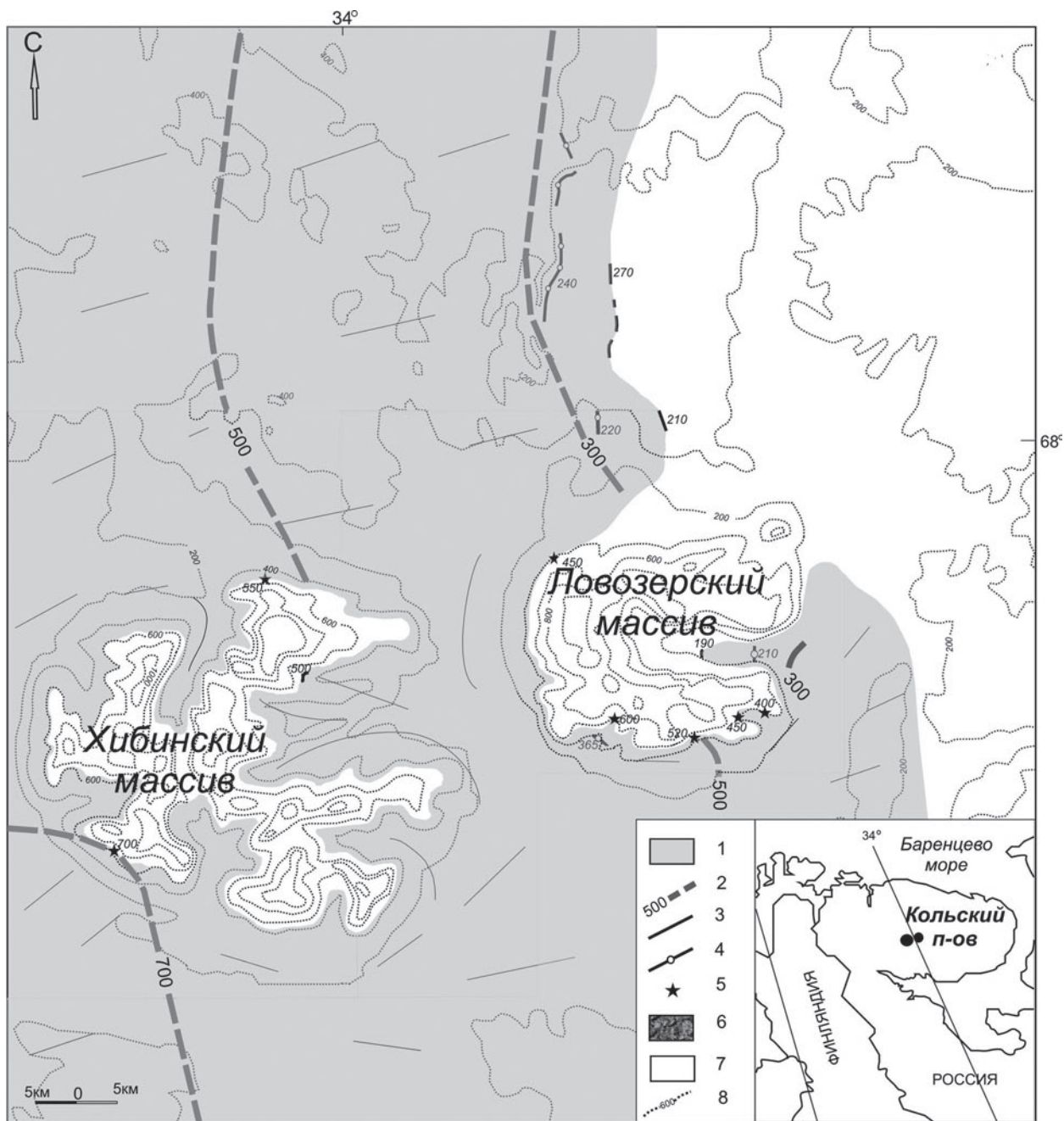


Рис. 1. Распространение и форма поверхности покровного ледника в районе Хибинского и Ловозерского горных массивов в период стадияльного похолодания среднего дриаса.

Условные обозначения к рисункам 1 и 2: 1 – ледниковый покров; 2 – изолинии поверхности льда; 3 – гряда напорной морены; 4 – гряда напорно-насыпной морены; 5 – боковая морена покровного ледника, наиболее высоко расположенная; 6 – площадь распространения ледника подножий; 7 – территория, свободная ото льда; 8 – изолинии поверхности рельефа кристаллических пород фундамента.

Примечание. Рядом со значками 3, 4 и 5 показаны абсолютные высоты поверхности соответствующих образований

7. Новые данные о тепловом потоке в центральной части Кольского полуострова / В. Н. Глазнев [и др.] // Докл. РАН. – 2004. – Т. 396, № 1. – С. 102–104.

8. *Евзеров В. Я.* Россыпные месторождения – уникальные образования в рыхлом покрове Балтийского

щита / В. Я. Евзеров // Литология и полезные ископаемые. – 2001. – № 2. – С. 126–133.

9. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита / С. А. Стрелков [и др.]. – Л.: Наука, 1976. – 164 с.

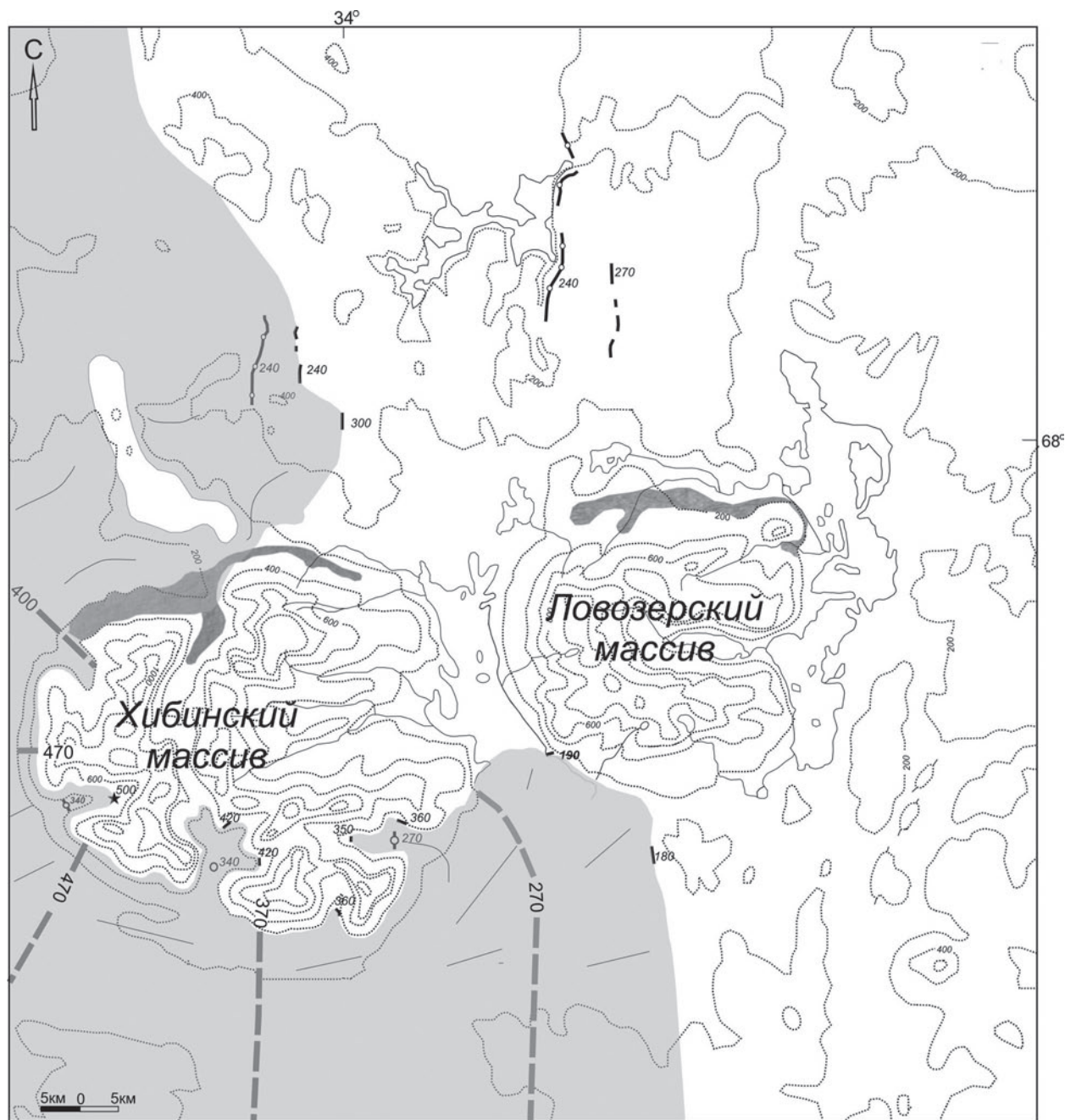


Рис. 2. Распространение и форма поверхности покровного ледника в районе Хибинского и Ловозерского горных массивов в период стадияльного похолодания позднего дриаса

10. The last deglaciation (20.000 to 11.000 B.P.) on Andoya, northern Norway / T. O. Vorren [et al.] // *Boreas*. – 1988. – Vol. 17. – P. 41–77.

11. Alm T. Øvre Åerasvatn – palynostratigraphy of a 22,000 to 10,000 BP lacustrine record on Andoya, northern Norway / T. Alm // *Boreas*. – 1993. – Vol. 22. – P. 171–188.

12. Alm T. Climate and plants during the last ice age / T. Alm, K.-D. Vorren // *Plant life*. – Tromsø, 1993. – P. 4–7.

13. Lehman S. J. Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation / S. J. Lehman, L. D. Keigwin // *Nature*. – 1992. – Vol. 356. – P. 757–762.

14. Евзеров В. Я. Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона / В. Я. Евзеров, С. Б. Николаева // *Геоморфология*. – 2000. – № 1. – С. 61–73.

15. Евзеров В. Я. Специфика формирования маргинальных гряд поздневалдайского ледникового покрова в условиях арктического климата / В. Я. Евзеров // *Геоморфология*. – 1996. – № 2. – С. 64–71.

Первый опыт реконструкции поверхности ледникового покрова в различные стадии оледенения...

16. Арманд А. Д. Развитие рельефа Хибин и прихибинской равнины / А. Д. Арманд // Апатиты. – 1964. – № 32–64. – 244 с.

17. Евзеров В. Я. Заключительные этапы эволюции покровного и горного оледенений в Хибинах / В. Я. Евзеров, С. Б. Николаева // Докл. РАН. – 2008. – Т. 420, № 5. – С. 679–682.

18. Nesje A. Late Weichselian / Devensian ice sheet in the North Sea and adjacent areas / A. Nesje, H. Sejrup // Boreas. – 1988. – Vol. 17. – P. 371–384.

Рецензент Г. В. Холмовой

Геологический институт Кольского научного центра РАН

В. Я. Евзеров, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник

Тел. 8 (81555) 7-95-75

yevzerov@geoksc.apatity.ru

Geological Institute of Kola Science Centre Russian Academy of Science

V. Ya. Yevzerov, Doctor of Geology-Mineralogical Sciences, Leading scientist

Tel. 8 (81555) 7-95-75

yevzerov@geoksc.apatity.ru

С. Б. Николаева, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник

Тел. 8 (81555) 7-95-75

nikolaeva@geoksc.apatity.ru

S. B. Nikolaeva, Candidate of Geology-Mineralogical Sciences, Senior scientist

Tel. 8 (81555) 7-95-75

nikolaeva@geoksc.apatity.ru