

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ  
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ  
ПРИ ОНЗ РАН  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
(ГИН РАН)  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ им. М.В. ЛОМОНОСОВА

# **ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ: ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ-2023**

**Материалы LIV Тектонического совещания**

**Том 1**

Москва  
ГЕОС  
2023

УДК 549.903.55 (1)

ББК 26.323

Т 63

**Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2023. 328 с.**

ISBN 978-5-89118-862-4

Ответственный редактор

*К.Е. Дегтярев*

*На 1-ой стр. обложки: Деформации в породах нижнего ордовика в зоне Пясино-Фаддеевского надвига. Восточный Таймыр, р. Ключевка. Фото М.К. Данукаловой*

© ГИН РАН, 2023

© Издательство ГЕОС, 2023

2. *Мащенко С.П., Астафурова Е.Т., Глебовский В.Ю., Зайончек А.В., Каминский В.Д., Межевов Ю.В., Паукку С.А., Поселов В.А., Устинов Н.В., Шпелькевич Ю.В.* Модель глубинного строения земной коры по опорному геофизическому разрезу в Карском море // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 69–89.

3. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России. Масштаб 1:2 500 000 / Под ред. Богданова Н.А., Хаина В.Е. Объяснительная записка. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей, 1996. 94 с.

4. *Никишин В.А.* Внутриплитные и окраинноплитные деформации осадочных бассейнов Карского моря: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2013. 21 с.

5. *Цибуля Л.А., Левашкевич В.Г., Заливчий О.А., Школа И.В.* Тепловой поток на акватории Карского моря и его островах // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. №11. С. 93–98.

6. *Богданов Н.А.* Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.

7. *Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Сергеева Н.А.* Глубинное строение Южно-Карской осадочной впадины // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 1. С. 31–36.

**В.Г. Захаров<sup>1</sup>**

---

## **Борозды ледникового выпахивания в прибрежных тундрах Баренцева и Белого морей**

### **Введение**

В работе [4] приведена многослойная картографическая компиляция данных многолучевого эхолотирования (МЛЭ) к югу от архипелага Шпицберген, а также гляциоморфологических и изостатических характеристик последнего Евразийского ледникового покрова (ЕЛП). Полученные данные показали хорошую согласованность ледниковых борозд выпахивания на глубинах 350–400 м с соответствующими им поверхностными линиями тока льда ЕЛП.

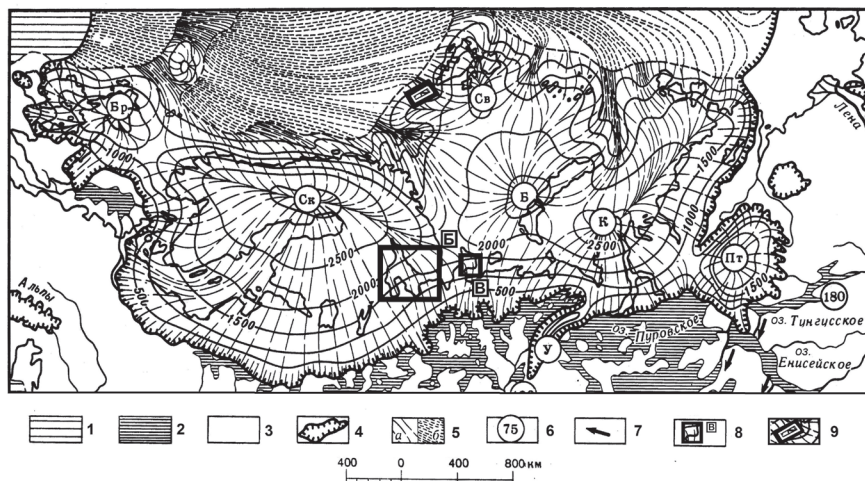
---

<sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

В настоящей работе рассмотрены аналоги указанных выше глубинных форм ледниковой экзарации, сохранившиеся в прибрежных тундрах Баренцева и Белого морей, также перекрываемых последним ЕЛП. На местности это вытянутые бассейны ориентированных озёр, представленные, как бороздами ледникового выпахивания, так и меж-друмлинными ложбинами и элементами флютинга. Эти озера часто образуют большие группы, или кластеры, и имеют форму вытянутых бассейнов, в группах их длинные оси взаимно параллельны [1, 2]. Подобные формы экзарационного рельефа уверенно дешифрируются на аэрокосмических материалах арктических тундр [3].

На рис. 1 приведена карта последнего Евразийского ледникового покрова (ЕЛП) по данным [1] (с изменениями и дополнениями).

Границы и площади последнего Евразийского ледникового покрова (ЕЛП) (включая отдельные щиты), рельеф и объемы, хронология, механизмы изменений, а также этапы разрушения ЕЛП изложены в [1, 2, 4].



**Рис. 1.** Последний Евразийский ледниковый покров (по данным [1], с изменениями и дополнениями).

1 – свободный от ледников океан; 2 – пресноводные бассейны; 3 – свободная ото льда суша; 4 – границы ледников; 5 – линии движения налегающих на ложе (а) и плавучих (б) ледников; 6 – уровни внутриконтинентальных бассейнов (относительно современного океана); 7 – сток приледниковых вод. Ледниковые щиты: Бр – Британский; Ск – Скандинавский; Б – Баренцев со Свальбардским куполом (Св); К – Карский; Пт – Путоранский; 8 – районы (Б, В) борозд ледникового выпахивания в арктических тундрах по данным аэрокосмосъёмки [3]; 9 – район борозд ледникового выпахивания на больших глубинах по данным МЛЭ [4]

Из приведённых выше работ, необходимо отметить:

1. Около 70% ложа ЕЛП было погружено ниже уровня моря, поэтому сам покров должен рассматриваться, как преимущественно «морской»;

2. Больше половины массы покрова (8–9 млн км<sup>3</sup> льда) находилось в состоянии структурной неустойчивости. Эта масса льда могла быть стационарной при условии, что ледяные потоки ЕЛП подпруживаются плавучими ледниками-шельфами внутреннего типа.

Таким образом, на севере и западе покров не заканчивался обрывами, совпадавшими с краями шельфа, а переходил в плавучие ледники-шельфы Арктического и Североевропейского (Норвежско-Гренландского) бассейнов [1].

Кратко обозначим ещё некоторые важные особенности хронология и динамики Евразийского ледникового покрова.

Позиция максимальной фазы последнего оледенения попадает в интервал между датировками 25 тыс. л.н. для подстилающих слоев, и 12–13 тыс. л.н., для перекрывающих отложений. Среднее арифметическое указанных дат можно принять равным 18–20 тыс. л.н. с ошибкой  $\pm 2$  тыс. лет. Соответственно возраст кульминации ЕЛП также принимается равным 18–20( $\pm 2$ ) тыс. л.н., или просто «близким к 18 тыс. л.н.» [1].

Раннее событие сокращения ЕЛП (развитие бухты отёла Норвежского желоба и отделение Британского щита от Скандинавского) происходило около 13 тыс. л.н.

За ним последовала дегляциация Норвежского шельфа, завершившаяся к 11 тыс. л.н., т.е. к аллерёду. В это время на ледяных потоках западного сегмента Баренцева ледникового щита начались сёрджи. Вероятно, что уже к позднему дриасу ото льда освободились нижние отрезки Нордкапского, Медвежинского, Зюдкапского желобов и фьорды Шпицбергена. Этот сегмент стал быстро терять массу, а седловины между Скандинавским, Баренцевым и Свальбардским щитами – снижаться [1].

Около 9 тыс. л.н. активизировались и северные ледяные потоки, за сёрджами которых последовала дегляциация остальных желобов, включая Франц-Викторию, «Св. Анны» и Воронина. В результате этого Баренцево-Карский субпокров был рассечен на систему неустойчивых фрагментов, характеризующихся новыми сёрджами [1, 2].

Вслед за этим основные площади Баренцево-Карского шельфа очистились ото льда, и лишь на Кольском и Медвежинском мелководьях, над Шпицбергенем и другими арктическими архипелагами еще некоторое время сохранялись остаточные ледниковые щиты.

В настоящее время установлено, что распад «морских» частей ЕЛП не был одновременным, а происходил в несколько этапов и растянулся на 6 тыс лет, начавшись на Североморском шельфе 14–13 тыс. л.н. и завершившись на Баренцево-Карском шельфе позже 9 тыс. л.н.

В связи с тем, что главным фактором, предотвращавшим сёрджи «морских» частей ледникового покрова, был подпруживающий эффект плавучих ледников-шельфов, можно заключить: представленная выше поэтапность дегляциации прямо отражает хронологическую последовательность разрушения ледников-шельфов. Это значит, что южная часть Североευропейского ледника-шельфа исчезла около 14 тыс. л.н., его северная часть – около 12 тыс. л.н., а распад ледника-шельфа Арктического бассейна произошел 9/5–9 тыс. л.н. [1].

### **Борозды ледниковой экзарации в арктических равнинах Баренцева и Белого морей**

Для сравнения особенностей рельефа борозд ледникового выпахивания на больших глубинах к югу от Шпицбергена [4] с их сухопутными аналогами, нами были рассмотрены аэрокосмические изображения различных форм ледниковой экзарации в тундрах Беломорско-Кольской области, ранее перекрываемой ЕЛП.

Для этой цели были использованы результаты гляциоморфологического дешифрирования космических фотоснимков побережий Баренцева и Белого морей со спутников серии «Космос» (КАТЭ-140) и сканерных изображений «Landsat» [3].

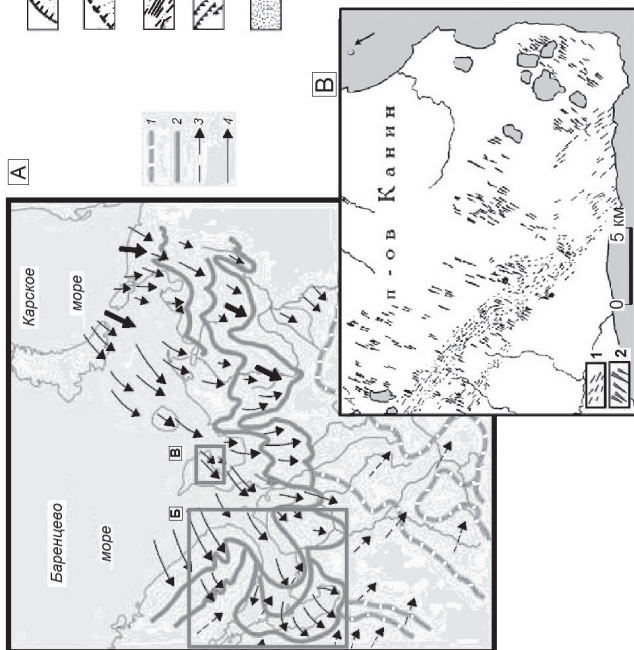
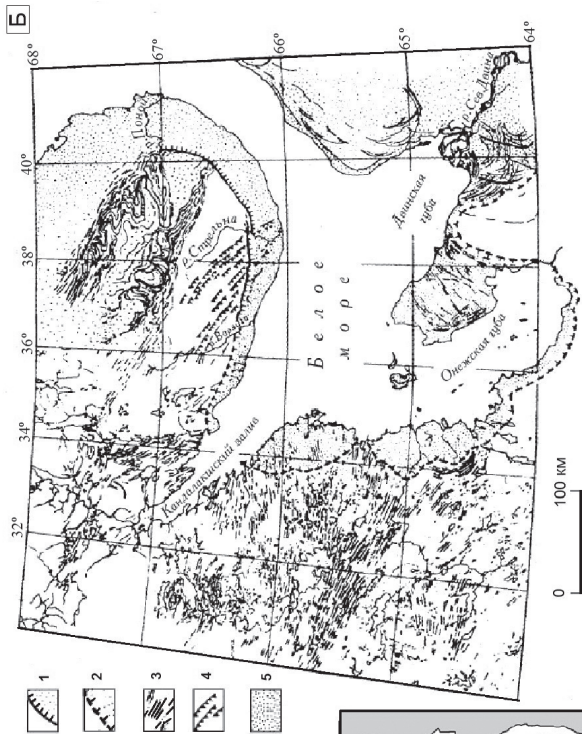
На местности исследуемые формы ледниковой экзарации были представлены вытянутыми бассейнами ориентированных озёр, включающими в себя, как борозды ледникового выпахивания, так и элементы друмлинового рельефа, что ранее неоднократно указывалось в работе [1]. Ориентированные озера Арктики, были открыты около 1945 года в ходе первых аэрофотосъемок арктических тундр. Они характерны для полярных равнин, высланных толщами многолетнемерзлых, богатых льдом песков, супесей и глин.

На рис. 2 выделены области распространения ледниковых лопастей ЕЛП (А) [2], а также районы со следами сёрджа Беломорской лопасти Баренцево-Карского ледникового покрова (Б) и друмлинных полей северо-восточной части п-ова Канин (В) [3].

### **Выводы**

Согласно полученным данным дешифрирования аэрокосмических материалов подтверждаются свежие следы существования Баренцево-Карского ледникового покрова. Наиболее приметными из них являются ориентированные озера.

Эти элементы рельефа, часто встречаемые на приморских равнинах Арктики, должны рассматриваться как ледниковые формы, а именно бо-



**Рис. 2.** Следы распространения лопастей Евразийского ледникового покрова и ледниковой экзарации в прибрежных тундрах Баренцева и Белого морей.

А. Следы ледниковых лопастей Скандинавского и Баренцево-Карского ледниковых покровов в период поздневалдайской дегляциации (составлено по картам А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко (2005)): 1 – конечно-моренные пояса скандинавской моренной системы; 2 – аналогичные пояса Баренцево-Карской системы; 3 – восстановленные направления движения льда последней системы; 4 – направления движения скандинавского льда. Жирные стрелки – движение главных масс Карского льда через Большой Пролом [2].

Б. Беломорско-Кольская область со следами последнего максимального нарастания оледенения (составлено по аэрокосмическим материалам): 1, 2 – границы Беломорской ледниковой лопасти: 1 – боковые морены Терские Кейвы, 2 – прочие границы; 3 – линейные ледниково-эрозионные формы; 4 – краевые образования Кандалакшского выводного ледника; 5 – площадь суши, покрывавшаяся льдом Беломорской лопасти [3].

В. Друмлинное поле северо-восточной части п-ова Канин, поверхность плато 200–250 м: 1 – простирающие коренных пород (верхне-рифейских песчаных сланцев), 2 – друмлины, друмлиноиды, крэг-энд-тейл формы, изображенные в масштабе карты (составлено по аэроснимкам А.С. Лавровым и Л.М. Потапенко (1974, рукопись)) [3]

розды ледникового выпахивания, меж-друмлинные ложбины и элементы флютинга. Ориентированные озера почти всегда образуют большие группы, или кластеры и имеют форму сильно вытянутых бассейнов; в группах их длинные оси взаимно параллельны.

Карты Б, В рис. 2 также подтверждают, что последнее вторжение льда в Беломорско-Кольскую область имело характер сёрджа, произошло менее 10 тыс лет назад и было направлено с северо-востока, со стороны Карского моря.

Работа выполнена в рамках темы госзадания ГИН РАН № 0135-2019-0076 «Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процессами» и темы госзадания ИО РАН № 0128-2021-0005.

### *Литература*

1. Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 216 с.
2. Гросвальд М.Г. Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания // Материалы гляциол. исслед. 2009. Вып. 106. 152 с.



3. Гросвальд М.Г., Захаров В.Г. Следы движения льда и воды Баренцево-Карского ледникового покрова. Взгляд из космоса // Материалы гляциол. иссл. 1999. Вып. 87. С. 139–151.

4. Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Захаров В.Г., Зарайская Ю.А. Борозды ледникового выпаживания на больших глубинах в западном обрамлении Баренцева моря // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 503. № 1. С. 5–11.

---

**В.С. Захаров<sup>1</sup>, Л.И. Демина<sup>1</sup>, М.Ю. Промыслова<sup>1</sup>**

---

### **Зональный метаморфизм на нисходящей ветви $P$ – $T$ – $t$ -тренда палеозойской коллизии Таймыра: результаты численного моделирования и геолого-петрологические данные**

В процессе континентальной коллизии происходит существенное преобразование земной коры, которое сопровождается сложными деформациями (надвигание, смятие в складки, скупивание и т.д.), магматизмом и метаморфизмом различных типов: зональных андалузит-силлиманитового и кианит-силлиманитового, а также зонального инвертированного. Метаморфическая зональность коллизионных орогенов может иметь как прогрессивный (проградный), так и регрессивный (ретроградный) характер [8]. Результаты численного моделирования с учетом  $P$ – $T$ – $t$ -трендов метаморфизма конкретных метаморфических комплексов играют очень важную роль для реконструкции геодинамических обстановок. Особое место занимает изучение зональных комплексов, поскольку в этом случае можно судить об эволюции термальной структуры земной коры на определенной геодинамической стадии ее развития.

На Таймыре зональный метаморфизм выявлен в пределах Северо-Таймырской тектонической зоны, которая сложена преимущественно ритмично чередующимися метапесчаниками, металевролитами и метапелитами, относящимися к образованиям континентального склона и подножия Карского континента и представляющая собой его пассивную окраину. Коллизия Карского и Сибирского континентов (306–258 млн лет) зафиксирована известково-щелочным гранитным магматизмом и зональным метаморфизмом от серицит-хлоритовых сланцев до гранат-биотит-ортоклазовых гнейсов и мигматитов [1, 2, 3, 6, 9]. В районе Берега Харитона Лаптева,

---

<sup>1</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия