

УДК 551.324

## БОРОЗДЫ ЛЕДНИКОВОГО ВЫПАХИВАНИЯ НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ В ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

© 2022 г. С. Ю. Соколов<sup>1,\*</sup>, А. О. Мазарович<sup>1</sup>, В. Г. Захаров<sup>1</sup>, Ю. А. Зарайская<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 21.11.2021 г.

Поступило 22.11.2021 г.

После доработки 22.11.2021 г.

Принято к публикации 25.11.2021 г.

По данным многолучевого эхолотирования (МЛЭ) высокого разрешения 26-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”, картам рельефа дна Западной Арктики, гляциоморфологическим характеристикам последнего Евразийского ледникового покрова, а также изобазам поднятия дна, сформирована многослойная картографическая компиляция этих данных на западное обрамление Баренцево-морского шельфа. По детальным данным рельефа дна переходной зоны выделены ледниковые борозды выпахивания на глубинах 350–400 м, которые являются реликтовыми и соответствуют линиям тока льда древнего Евразийского покрова. Ориентация и глубина борозд морфологически обусловлены рельефом дна, положением выводных путей серджей и толщиной шельфового ледника.

*Ключевые слова:* многолучевое эхолотирование, борозды ледникового выпахивания, Евразийский ледниковый покров, линии тока льда

**DOI:** 10.31857/S2686739722030112

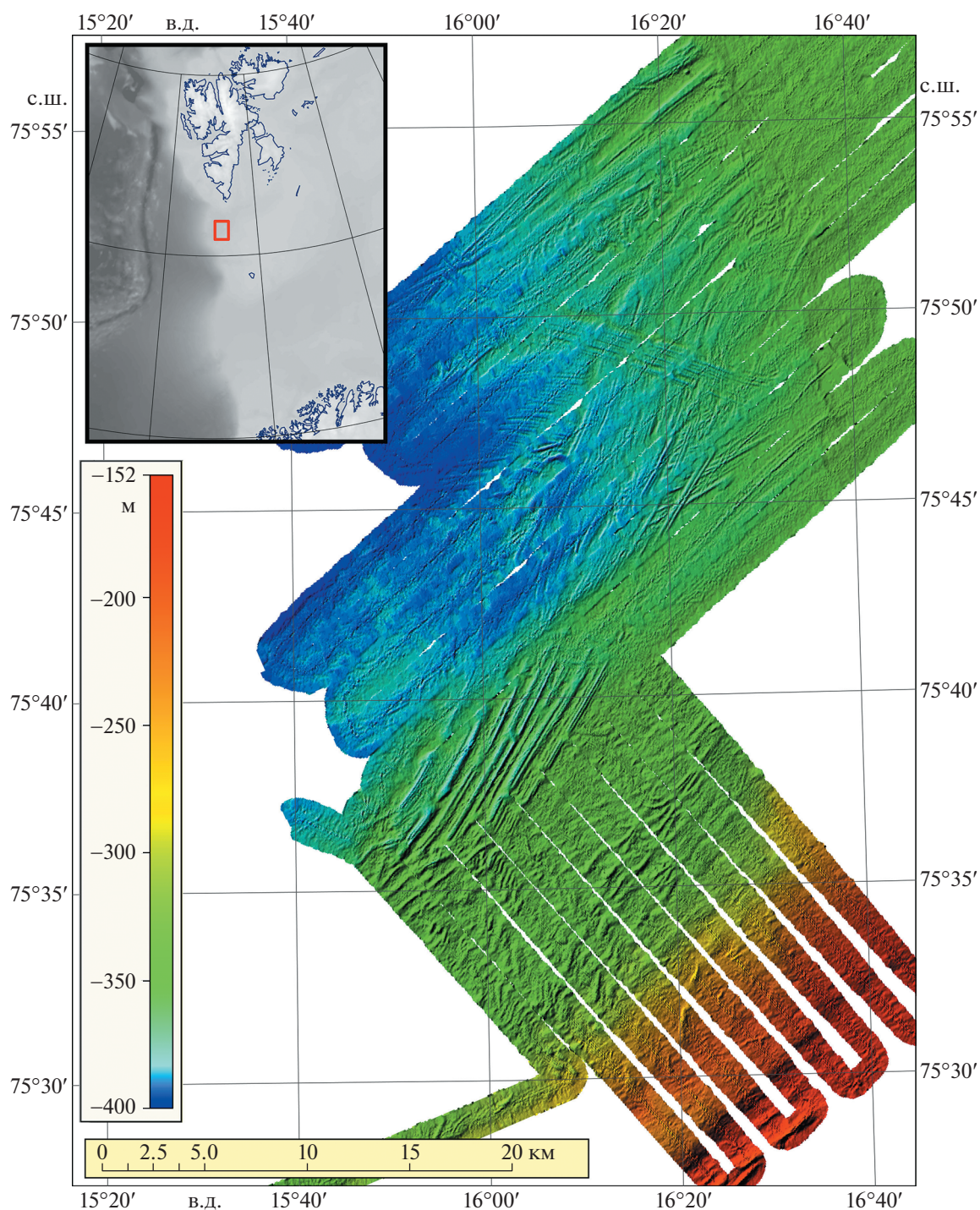
Следы выпахивания дна океанов и морей нижними частями (килями) шельфовых ледников или айсбергов (борозды ледникового выпахивания, экзарационные борозды) широко развиты в районах древних оледенений. Они представляют собой рвы, имеющие в плане прямолинейную или извилистую, вплоть до спиралевидной, форму. Их протяженность может достигать многих километров, ширина до 200–300 м и более, а глубина борозд может превышать 10 м. Обычно они встречаются на шельфах с глубиной дна порядка 200 м. Вместе с тем как в южном, так и в северном полушариях, известны случаи, когда экзарационные борозды расположены на существенно больших глубинах. Например, на хребте Чатам, восточнее Новой Зеландии они установлены [13] на глубинах 450–470 м, а в Северо-Фолклендской котловине [9] – 280–470 м. В Арктике борозды выпахивания были установлены [8] на глубине 1200 м на плосковершинном хребте Ховгаард, который расположен южнее пролива Фрама между 78°45' и 78°5' с.ш. По оценкам авторов эти образования были сформированы айсбергами с глубиной килей до 1090 м.

В 26-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, 2009) проводилось многолучевое эхолотирование (МЛЭ) в переходной зоне океан-континент от больших абиссальных глубин до шельфовых в западном обрамлении Баренцева моря, к юго-западу от архипелага Шпицберген в устье трога Стур-Фьорд (рис. 1). Представленные результаты МЛЭ выбранного для данной работы участка показывают четко выраженные борозды выпахивания преимущественно северо-восточной ориентации, расположенные в диапазоне глубин от 330 до 400 м. Известно [6], что современная осадка айсбергов в Баренцевом море достигает 137 м, при максимальном значении 180 м, отмеченном в акватории архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ). По данным исследований 38-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (ИО РАН, ГИН РАН, 2018) проследивание борозд выпахивания в центральной части Баренцево-морского шельфа прекращается с глубин 205 м.

Морфология борозд, показанных на рис. 1, в работе [5] была интерпретирована как объект, имеющий тектоническое происхождение. Данная гипотеза была основана на наличии в зоне лавинного осадконакопления за бровкой шельфа некомпенсированной изостатической нагрузки, приводящей к вертикальным движениям кристаллического субстрата и формированию наблюдаемой трещиноватости. Анализ геофизиче-

<sup>1</sup>Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: sysokolov@yandex.ru



**Рис. 1.** Оттененный рельеф дна в устье трога Стур-Фьорд по данным многолучевого эхолотирования (МЛЭ) 26-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2009). На врезке показано положение полигона в западном обрамлении Баренцева моря.

ских данных показал, что аналогичные краевые максимумы изостазии в других переходных зонах, находящихся вне зоны новейшего развития ледников, подобных структур в рельефе дна не содержат.

Наиболее вероятно, что эти объекты представляют собой крупномасштабные борозды выпахивания льдом (mega-scale glacial lineation) [2]. Такие формы рельефа установлены во многих районах Антарктического и Норвежского шельфов.

Они связаны с быстрым продвижением части ледникового покрова или купола с повышенной скоростью (сердж, ледниковый поток). Эти подледниковые формы рельефа характеризуются прямолинейностью и значительной протяженностью (максимально до 37 км), но обычно 80% борозд имеют длину менее 9 км.

По данным, обобщенным в [6], борозды ледникового выпихивания с глубинами более 200 м на дне Баренцева моря и его обрамлении являются реликтовыми. Они могли формироваться не отдельными современными айсбергами, продуцируемыми на архипелагах ЗФИ и Шпицберген, а мощными шельфовыми ледниками в эпохи оледенения при минимальном положении уровня моря относительного современного значения (около  $-100$  м). Рациональная интерпретация происхождения выявленных борозд (см. рис. 1) возможна при помощи сопоставления их пространственного положения с гляциоморфологическими данными последнего оледенения в данном районе.

Компиляция гляциоморфологических данных с рельефом Баренцевоморского шельфа и его обрамления представлена на карте рис. 2. Для ее составления использовались топографические материалы по [7], рельеф поверхности последнего Панарктического ледникового покрова (ПАЛП) по [3], изобазы изостатического поднятия земной коры на северо-западе Баренцева шельфа за последние 6.5 тыс. лет по [11].

Южная граница последнего ледникового покрова Северной Евразии [2, 4] определялась краевыми образованиями ледниково-подпрудных озер и прадолин (рис. 3). Она протягивалась от юго-запада Ирландии через Ирландское и Северное моря в Среднюю Европу, далее через Русскую равнину и Западную Сибирь к северо-восточной оконечности Таймыра. На северо-западе Европы граница этого покрова или совпадала с внешними краями Гебридского, Североморского и Норвежского шельфов, или спускалась на соседние материковые склоны. В соответствии с материалами ПИНРО и норвежских исследований [10, 14] западный край Баренцево-Карской части ледникового покрова между Северной Норвегией и Шпицбергенем также достигал бровки шельфа. Прямых данных о северной границе ледникового покрова крайне мало. Известно [4], что желоба северной части Баренцево-Карского шельфа пересекают его до самого края и выходят на материковый склон. Участки краевых отmelей морфологически близки моренным банкам Норвежского шельфа и Медвежинского мелководья, а также банкам на подводном плато к северу от Шпицбергена.

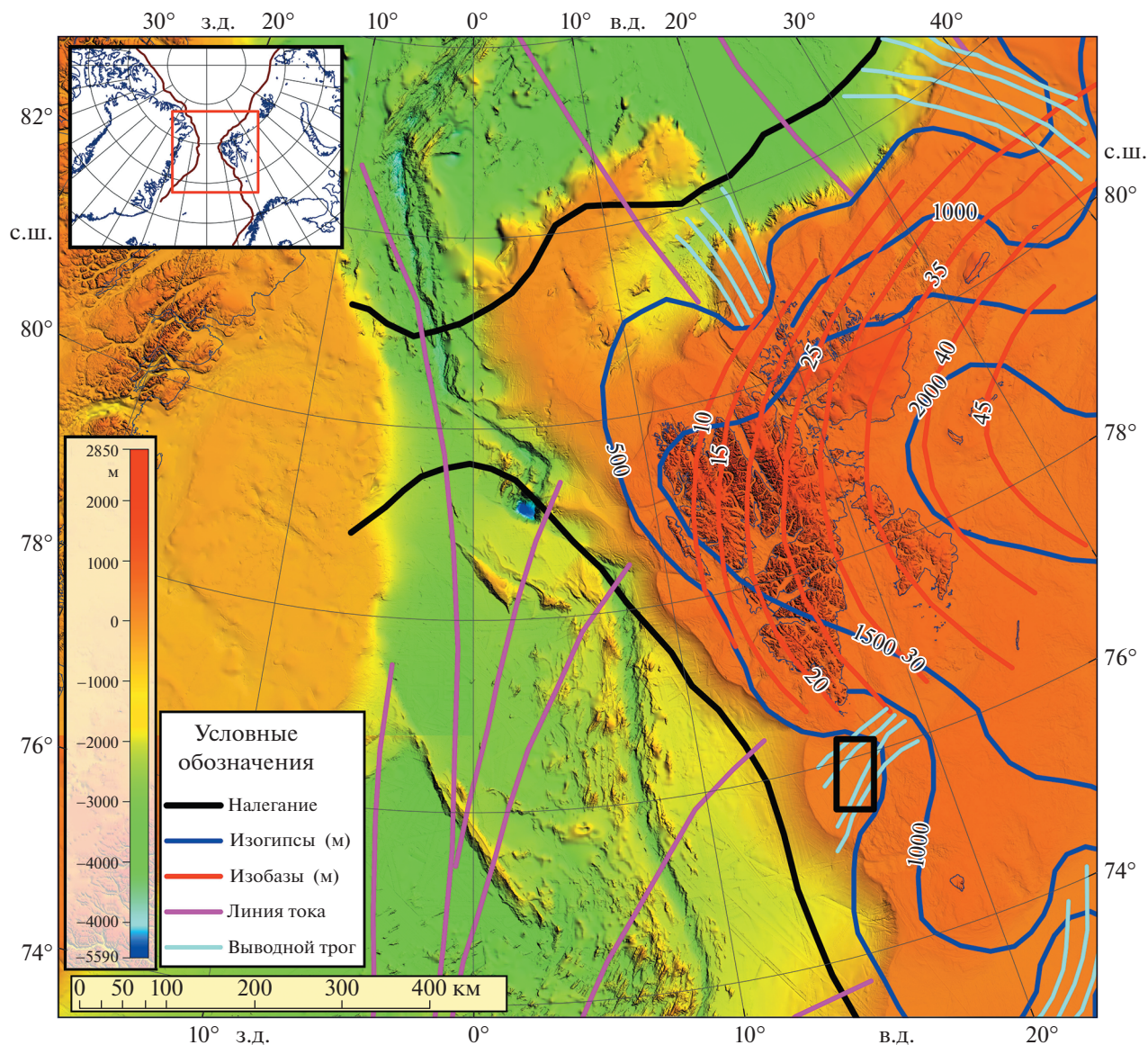
Аналогичные подводные плато распространены также севернее островов Белый, Виктория,

Земля Франца-Иосифа, Визе и Северная Земля. Грядовый моренный рельеф типичен на банках всех гляциальных шельфов (Антарктического, Норвежского, Исландского, Североморского и других) [3]. В указанных выше границах (см. рис. 3) ледниковый покров Северной Евразии имел площадь  $8370000$  км<sup>2</sup>, из которых половина ( $4150000$  км<sup>2</sup>) приходилась на современные шельфы, в том числе  $170000$  км<sup>2</sup> – на Гебридский и Ирландский,  $460000$  км<sup>2</sup> – на Североморский,  $160000$  км<sup>2</sup> – на Норвежский,  $1810000$  км<sup>2</sup> – на Баренцев и  $880000$  км<sup>2</sup> – на Карский шельф [3, 4].

Рисовка изогипс поверхности древнеледникового покрова (см. рис. 2) велась с учетом характеристик рельефа современных ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии. На картах последних выделялись участки, где комбинации морфологических особенностей покровов, направлений движения льда и рельефа ложа были сходны с теми же характеристиками реконструируемых щитов и ледяных потоков. Данная методика обеспечила правдоподобное изображение склонов древнеледникового покрова. Главными элементами Евразийского ледникового покрова были Британский, Скандинавский, Баренцев и Карский ледниковые щиты, высоты которых составляли соответственно 1900, 3000, 2450 и 2400 м. Внутри Баренцева щита обособлялся Свальбардский купол, имевший высоту около 2100 м (см. рис. 2).

Британский, Скандинавский и Баренцев щиты разделялись широкими (600 и 1500 км) седловинами, водоразделы которых не спускались ниже 1300–1500 м. Седловина между Баренцевым и Карским щитами имела отметку более 2000 м. Два последних щита налегали на один и тот же шельф и могут рассматриваться как единый Баренцево-Карский субпокров. Центры ледниковых щитов Северной Евразии располагались над низменностями или современными морями, и ложе под ними имело вогнутую форму (см. рис. 3). Наиболее четко эта вогнутость была выражена у ложа Скандинавского, Баренцева и Карского щитов. А главные седловины лежали на продолжении ложбин крупнейших ледяных потоков – Медвежинского, Франц-Виктория, Св. Анны (см. рис. 2, 3).

Карта рельефа Евразийского покрова позволила реконструировать толщину его льда. Для этого из высот поверхности покрова вычитались отметки ложа, взятые с карты современного рельефа Евразии. В полученные таким путем значения вводились поправки на гляциоизостатическое прогибание земной коры. При определении этих поправок использовался изостатический подход, согласно которому величина этого прогибания пропорциональна толщине ледникового покрова и отношению плотностей льда ( $0.88$  г/см<sup>3</sup>) и вещества астеносферы Земли ( $3.3$  г/см<sup>3</sup>). Соот-



**Рис. 2.** Схема характеристик ледникового покрова северо-западной части Баренцева моря. Черным квадратом показан полигон детальной батиметрической съемки 26-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” рис. 1. Рельеф дна показан по данным 4-й версии ИВСАО. Линиями показаны: налегание ледникового покрова на ложе трога (черный цвет); изогипсы поверхности Панарктического ледникового покрова (ПАЛП) (синие); изобазы (красный цвет); линии поверхностного тока льда древнего шельфового ледника (розовые); линии тока льда выводного ледника в ПАЛП области подледного трога (бирюзовые). На врезке показано положение основного планшета карты в Арктике.

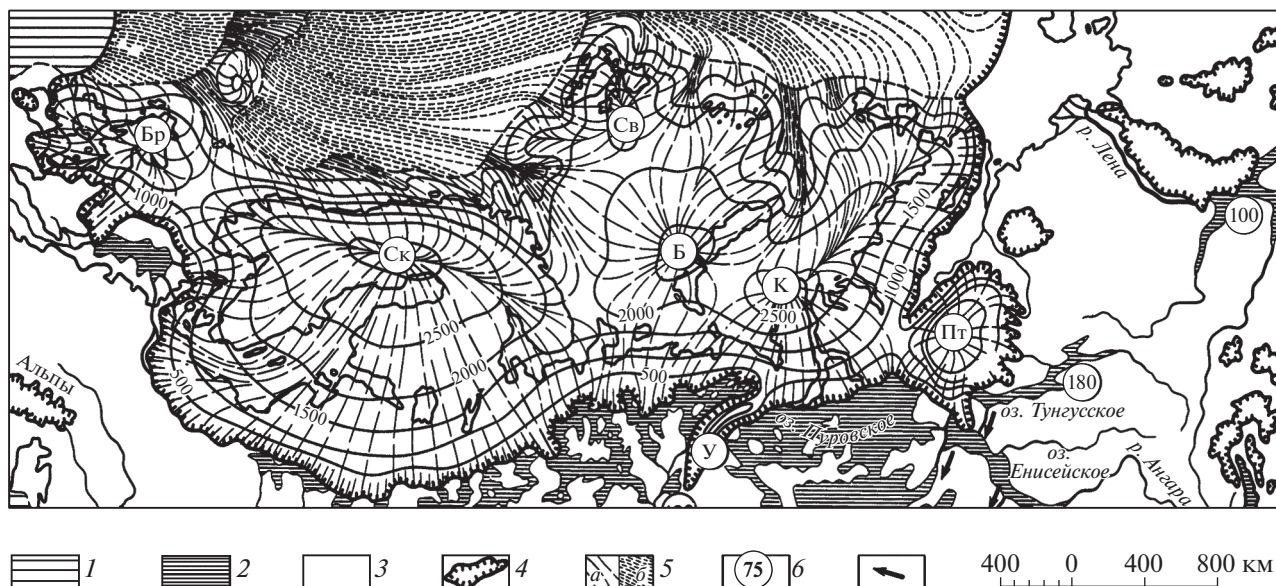
ветственно полученные разности увеличивались на 33%, или на 25% от мощности реконструированного покрова.

Измерения и расчеты [1] показали, что Евразийский ледниковый покров имел объем 14 млн км<sup>3</sup>, из которых на Скандинавский щит приходилось 6.1 млн км<sup>3</sup>, т.е. меньше половины. В Баренцевом и Карском ледниковых щитах было заключено соответственно 4 и 2.4 млн км<sup>3</sup> льда, а на всех шельфах Северной Евразии накапливалось более 7 млн км<sup>3</sup> льда [2]. По тем же измерениям средняя

толщина Британского щита составляла 1400 м, Баренцева щита – 1870 м, Карского щита – 1500 м. Изостатический прогиб под ними был равен 400–600 м, средние глубины шельфов возрастали до 700–900 м, а их площади значительно увеличивались (на 1,7 млн км<sup>2</sup>) за счет приморских низменностей.

Из приведенных расчетов следует:

1. Около 70% ложа Евразийского ледникового покрова было погружено ниже уровня моря. Этот



**Рис. 3.** Последний Евразийский ледниковый покров (по данным [2], с изменениями). 1 – свободный от ледников океан; 2 – пресноводные бассейны; 3 – свободная от 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 – Пutorанский.

покров должен рассматриваться как преимущественно “морской”.

2. Больше половины массы ледникового покрова, или 8–9 млн км<sup>3</sup> льда, находилось в состоянии структурной неустойчивости. Эта масса льда могла достигать стационарности лишь при условии, что ледяные потоки этого покрова подпруживались плавучими ледниками-шельфами внутреннего типа.

3. На севере и западе покров не заканчивался обрывами, совпадавшими с краями шельфа, а переходил в плавучие ледники-шельфы Арктического и Североевропейского (Норвежско-Гренландского) бассейнов [3]. Эти ледники при переходе из покровного в плавучее состояние формировали борозды выпахивания (см. рис. 1), расположенные глубже 200–250 м и имеющие реликтовое происхождение. Представленные борозды расположены в области выводных трогов, и их ориентация совпадает с реконструированными линиями тока ледников (см. рис. 2).

Начало убывания последнего ледникового покрова происходило около 13 тыс. л.н. За ним последовала дегляциация Норвежского шельфа, завершившаяся 11 тыс. л.н. К этому же времени должны были начаться серджи (резкие увеличения скорости движения) ледяных потоков западного сегмента Баренцева ледникового щита. Вероятно, что уже к позднему дриасу в край щита врезались бухты отела, освободившие ото льда

нижние отрезки желобов запада Баренцево-морского шельфа и фьорды Шпицбергена. Этот сегмент стал быстро терять массу, а седловины между Скандинавским, Баренцевым и Свальбардским щитами – снижаться [3]. Около 9 тыс. л.н. активизировались и северные ледяные потоки, за серджами которых последовала дегляциация остальных желобов, включая желоба Франц-Виктория, Св. Анны и Воронина. В результате этого Баренцево-Карский субпокров был расщеплен на систему фрагментов, механическая неустойчивость которых выливалась в новые серджи. Вслед за этим основные площади Баренцево-Карского шельфа очистились ото льда, и лишь на Кольском и Медвежинском мелководьях, над Шпицбергом и другими арктическими архипелагами еще некоторое время сохранялись остаточные ледниковые щиты.

Не все этапы разрушения Евразийского ледникового покрова датированы надежно, тем не менее сейчас ясно, что распад его “морских” частей не был одновременным, а происходил в несколько этапов и что по времени он 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 серджи “морских” частей ледникового покрова, был подпруживающий эффект плавучих ледников-шельфов, можно заключить, что этапность дегляциации прямо отражает хроноло-

гическую последовательность разрушения ледников-шельфов, которая сопровождалась формированием специфических глубоководных борозд выпахивания. Южная часть Североевропейского 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. [3].

В процессе картирования рельефа дна в 26-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” были получены данные МЛЭ (см. рис. 1) с донными бороздами ледникового выпахивания, совпадающими с гляциоморфологическими реконструкциями поверхностных линий тока льда на западе краевой части последнего Евразийского ледникового покрова (см. рис. 2), инициированных описанными выше процессами дегляциации шельфовых ледников. На основании данных МЛЭ в районе западного обрамления Баренцева моря и карт рельефа поверхности последнего ПАЛП и его Евразийской части построена многослойная компиляция данных рельефа дна с ледниковыми бороздами выпахивания и хорошо согласующимися с ними поверхностными линиями тока льда покрова (см. рис. 2). Изученный участок располагается вблизи линии налегания ледникового покрова на ложе и перехода льда выводного ледника на плав, формирующего древний арктический шельфовый ледник.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны экипажу НИС “Академик Николай Страхов” за самоотверженный труд в тяжелых условиях, сделавший возможным получение полевых материалов МЛЭ.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке темы госзадания ГИН РАН № 0135-2019-0076 “Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процессами”.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурашников Т.А., Муратова М.В., Суетова И.А. Палеотемпературы в эпоху максимума последнего оледенения на территории СССР. // Докл. АН СССР. 1979. Т. 224. № 3. С. 733–737.
2. Гросвальд М.Г. Последний Евразийский ледниковый покров // Материалы гляциол. исслед. 1977. Вып. 30. С. 45–60.
3. Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов // М.: Наука. 1983. 216 с.
4. Гросвальд М.Г. Полвека в поиске отзвуков великих оледенений // М.: Научный мир. 2004. 256 с.
5. Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Кохан А.В., Мороз Е.А., Пейве А.А., Чамов Н.П., Ямпольский К.П. Строение зоны перехода континент-океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС “Академик Николай Страхов”, 2006–2009 гг.) // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Том 4. М.: Paulsen. 2010. С. 111–157.
6. Миронюк С.Г., Иванова А.А., Колубакин А.А. Экстремальные глубины современного ледового выпахивания на шельфе северо-восточной части Баренцева моря // Российские полярные исследования. 2018. № 1 (31). СПб.: ААНИИ, 2018. С. 12–14. ISSN 2618-6705.
7. Рельеф дна Северного Ледовитого океана. Масштаб 1 : 5 000 000 // Главное управление навигации и океанографии Министерства обороны Российской Федерации. Санкт-Петербург, 1999 г.
8. Arndt J.E., Niessen F., Jokat W., Dorschel B. Deep Water Paleo-iceberg Scouring on Top of Hovgaard Ridge—Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41. P. 5068–5074. <https://doi.org/10.1002/2014GL060267>
9. Brown C.S., Newton A.M.W., Huuse M., Buckley F. Iceberg Scours, Pits, and Pockmarks in the North Falkland Basin // Marine Geology. 2017. V. 386. P. 140–152.
10. Ingólfsson Ó., Landvik Jon. The Svalbard—Barents Sea Ice-sheet—Historical, Current and Future Perspectives // Quaternary Science Reviews. 2013. V. 64. P. 33–60. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.034>
11. Schytt V., Hoppe G., Blake W., Jr., Grosswald M.G. The Extent of the Wurm Glaciation in the European Arctic // Publ. № 79 de l’Association Internationale d’Hydrologie Scientifique, Gentbrugge, 1968. P. 207–218.
12. Spagnolo M., Clark C.D., Ely J.C., Stokes C.R., Anderson J.B., Andreassen K., Graham A.G.C., King E.C. Size, Shape and Spatial Arrangement of Mega-scale Glacial Lineations from a Large and Diverse Dataset // Earth Surf. Process. Landforms. 2014. V. 39. P. 1432–1448.
13. Stewart T.J., Stagpoole V.M., Wood R.A., Carter L. Ploughmarks and Pits on the Chatham Rise: A Record of Deep-keeled Antarctic Icebergs at 43°20' S // Geological Society, London, Memoirs. 2016. V. 46. P. 275–276.
14. Vanneste V., Harbitz C.B., De Blasio F.V., Glimsdal S., Mienert J., Elverhøi A. Hinlopen—Yermak Landslide, Arctic Ocean — Geomorphology, Landslide Dynamics, and Tsunami Simulations // Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings. SEPM Special Publication № 95. 2010. P. 509–527. ISBN 978-1-56576-287-9

## GLACIAL PLOUGHMARKS AT BIG DEPTHS IN THE WESTERN MARGIN OF THE BARENTS SEA

S. Yu. Sokolov<sup>a,#</sup>, A. O. Mazarovich<sup>a</sup>, V. G. Zakharov<sup>a</sup>, and Y. A. Zarayskaya<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: sysokolov@yandex.ru*

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev November 21, 2021

According to the high-resolution multibeam echosounding (MBE) data of the 26th cruise of the R/V “Akademik Nikolaj Strakhov”, maps of the Western Arctic bathymetry, glaciomorphological characteristics of the last Eurasian ice sheet, as well as isobases of bottom uplift, a multi-layered cartographic compilation of these data on the western margin of the Barents Sea shelf was assembled. According to detailed data of the transition zone bathymetry, glacial ploughmarks at depths of 350–400 m are identified, which are relict and correspond to the ice flow lines of the ancient Eurasian sheet. The orientation and depth of the ploughmarks are morphologically determined by the bottom relief, the position of the outlet paths of the surges and the thickness of the shelf ice sheet.

*Keywords:* multibeam echosounding, glacial ploughmarks, Eurasian Ice Sheet, ice flow lines