

Д. В. РЯБЧУК, А. Ю. СЕРГЕЕВ, В. А. ЖАМОЙДА,
Е. О. ПЕТРОВ, Л. М. БУДАНОВ (ВСЕГЕИ),
А. В. КРЕК, Е. С. БУБНОВА, А. Р. ДАНЧЕНКОВ (ИО РАН),
И. А. НЕЕВИН, О. А. КОВАЛЁВА (ВСЕГЕИ)

Новые данные о дегляциации восточной части Финского залива по результатам детального геологического картирования

На основе анализа результатов многолучевого эхолотирования, разночастотного сейсмоакустического профилирования по сети сближенных профилей и разных видов донного пробоотбора, полученных в ходе совместных рейсов Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН и ВСЕГЕИ 2017–2019 гг. в Финском заливе, разработана и апробирована методика детального геологического картирования (масштабы 1 : 25 000–1 : 10 000). Выполненные исследования позволили получить новые данные о дегляциации впадины залива, установить особенности седиментогенеза и влияние экзогенных геологических процессов на геологическую среду. Впервые для российской части Финского залива выявлены и закартированы многочисленные затопленные комплексы ледникового и водно-ледникового происхождения (конечная морена, друмлины, озы, морены Де Геера). Анализ материалов сейсмоакустического профилирования, подтвержденный колонковым пробоотбором, показал, что в толще голоценовых отложений выделяются и устойчиво прослеживаются по площади эрозионные горизонты, являющиеся следствиями относительных понижений уровня моря. Полученные результаты могут быть использованы при мониторинге государственной геологической карты дна акваторий.

Ключевые слова: верхний неоплейстоцен, морены Де Геера, краевые ледниковые образования, сейсмоакустическое профилирование, многолучевое эхолотирование.

D. V. RYABCHUK, A. YU. SERGEEV, V. A. ZHAMOIDA,
E. O. PETROV, L. M. BUDANOV (VSEGEI),
A. V. KREK, E. S. BUBNOVA, A. R. DANCHENKOV (IO RAS),
I. A. NEEVIN, O. A. KOVALEVA (VSEGEI)

New data on deglaciation in the Eastern Gulf of Finland: results of high-resolution geological mapping

A procedure of high-resolution marine geological mapping (scale 1:25,000–1:10,000) was developed based on results of multibeam echosounding, acoustic-seismic profiling and various sediment sampling technics during joint cruises of IO RAS and VSEGEI in 2017–2019 in the Eastern Gulf of Finland. The research allowed receiving new data about the Gulf of Finland basin deglaciation, to establish sedimentological processes' features and impact of exogenous processes on the geological environment. Submerged end moraine, drumlins, eskers, De Geer moraine were mapped for the first time in the study area. Analyses of acoustic-seismic data, supported by sediment sampling, allowed revealing several erosion layers, interpreted as results of relative fall of sea level in the Holocene. The obtained results can be used in the State Geological Map monitoring program.

Keywords: Late Pleistocene, De Geer moraine, end-moraine complex, acoustic-seismic profiling, multibeam echosounding.

Для цитирования: Рябчук Д. В. Новые данные о дегляциации восточной части Финского залива по результатам детального геологического картирования / Д. В. Рябчук, А. Ю. Сергеев, В. А. Жамойда, Е. О. Петров, Л. М. Буданов, А. В. Крек, Е. С. Бубнова, А. Р. Данченков, И. А. Неевин, О. А. Ковалёва // Региональная геология и металлогения. — 2021. — № 86. — С. 62–81. DOI: 10.52349/0869-7892_2021_86_62-81

Введение. Разномасштабное (1 : 1 000 000–1 : 25 000) геологическое и геоморфологическое картирование шельфа на современном этапе является одним из ведущих направлений деятельности геологических служб развитых стран, позволяющих решать широкий спектр задач. Это и фундаментальные научные проблемы (решение

дискуссионных вопросов истории геологического развития, создание палеогеографических реконструкций, исследование палеоклиматических изменений во временном масштабе от миллионов лет до десятилетий, выявление закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, изучение эволюции экосистем на протяжении

© Рябчук Д. В., Сергеев А. Ю., Жамойда В. А., Петров Е. О.,
Буданов Л. М., Крек А. В., Бубнова Е. С., Данченков А. Р.,
Неевин И. А., Ковалёва О. А., 2021

геологической истории Земли и др.) [12; 34], и сугубо практические задачи (поиски и разведка полезных ископаемых, морское пространственное планирование, обеспечение безопасности функционирования подводных сооружений и коммуникаций, оценка антропогенного воздействия на морские экосистемы, проблемы рационального использования морских ресурсов, оценка биоразнообразия и др.) [9; 11; 18; 21; 33].

Последнее десятилетие характеризуется постоянным совершенствованием методов и технологий в области морской геологии, таких как увеличение глубинности и разрешения разночастотного сейсмического и непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСАП), широкое применение гидролокации бокового обзора (ГЛБО) и многолучевого эхолотирования, развитие технологий бурения дна акваторий (в том числе глубоководного), использование управляемых подводных необитаемых аппаратов для видеосъемки и донного пробоотбора, седиментологические исследования высокого разрешения с целью детальных палеорекоstructions, широкое применение ГИС-технологий и др. Применение новых подходов и методов вводит в практику морского геологического картирования построение трехмерных моделей погребенных поверхностей и геоморфологическое картирование поверхности дна высокого разрешения, что позволяет получать существенно более достоверную и детальную информацию о геологическом строении и морфологии дна, истории геологического развития шельфа, распределении донных отложений, антропогенном воздействии [18; 29; 36; 37].

Балтийское море, расположенное в зоне сочленения Балтийского кристаллического щита и Восточно-Европейской платформы, в силу таких особенностей как широкое развитие четвертичных отложений, мелководность и значительный градиент скоростей гляциоизостатического выравнивания (от -1 мм/год в Южной и Юго-Восточной Балтике до $+10$ мм/год в вершине Ботнического залива) [25], высокие скорости осадконакопления в позднем неоплейстоцене – голоцене представляет собой уникальную природную лабораторию для палеорекоstructions последнего этапа геологического развития. В свою очередь восточная часть Финского залива обладает рядом специфических черт, позволяющих рассматривать ее как один из ключевых участков для понимания процессов, характеризовавших поздне- и послеледниковое развитие Балтийской впадины в целом. Исключительная мелководность впадины восточной части Финского залива, относительно выровненный рельеф дна и побережий, незначительные современные скорости вертикальных движений земной коры обусловили наличие и хорошую сохранность форм поздне-послеледникового рельефа (в том числе и реликтовых береговых образований) как выше, так и ниже уровня моря [1].

Основной массив геолого-геофизических данных о строении дна восточной части Финского залива был получен специалистами отдела

региональной геоэкологии и морской геологии ВСЕГЕИ в 1984–2000 гг. в ходе геологической съемки шельфа масштаба $1 : 200\,000$ (ГСШ-200) (листы О-35-IV, V, VI; О-36-I; Р-35-XXXIV, XXXV, XXXVI) [5]. Результаты работ были обобщены в Атласе геологических и геоэкологических карт Российской части Балтийского моря [3]. Несмотря на большой объем полученных в ходе ГСШ данных, ряд важных проблем, касающихся палеогеографических реконструкций и этапов формирования рельефа в поздне- и послеледниковое время, оставался невыясненными. Среди них – расположение краевых ледниковых и флювиогляциальных образований в пределах акватории, время и механизм дегляциации района впадины Финского залива. Краевые ледниковые образования, сформировавшиеся в ходе Невской (Пандивере) стадии и стадии Сальпаусселькя I (MIS 2), прослеженные на суше вдоль южного и северного берегов Финского залива [8; 10; 14], в настоящее время датируются временем от 12,7 до 13,3–13,5 тыс. кал. л. н. [40; 41] и 11,7 тыс. кал. л. н. [19; 32]. В то же время краевые образования стадии Паливере установлены в Эстонии только на суше. На всех палеорекоstructions вышеуказанных авторов морены в пределах впадины залива показаны как предположительные и данные о них существенно расходятся.

Исследования, выполненные в последние годы в рамках грантов РФФИ 17-77-20041 и РФФИ 19-05-00768, позволили получить новые данные о дегляциации впадины залива и относительных изменениях уровня палеоводоемов в голоцене, а также апробировать методику детального геологического и геоморфологического картирования мелководных акваторий.

Материалы и методы. На предварительном этапе исследований выполнено построение батиметрической модели рельефа дна с использованием морских навигационных карт российской части Финского залива (м-бы $1 : 200\,000$ – $1 : 25\,000$). Одновременно проведена переинтерпретация и анализ геофизической информации, полученной ВСЕГЕИ в ходе ГСШ-200 (аналоговые (до 1993 г.) и цифровые профили разночастотного НСАП). На архивных и вновь полученных записях высокочастотного профилографа в ходе обработки и интерпретации акустических временных разрезов выделены три основных акустических комплекса (АК), интерпретируемых как ледниковые отложения (АК1), водно-ледниковые отложения верхнего неоплейстоцена (АК2) и голоценовые озерные и морские отложения (АК3) [4]. В толще четвертичных отложений прослежены четкие акустические горизонты, что позволило построить схемы поверхности морены и доголоценового рельефа, а также рассчитать мощности отложений. ГИС-анализ полученных данных способствовал выбору ключевых участков, наиболее перспективных с точки зрения детальных полевых исследований процессов дегляциации (рис. 1).

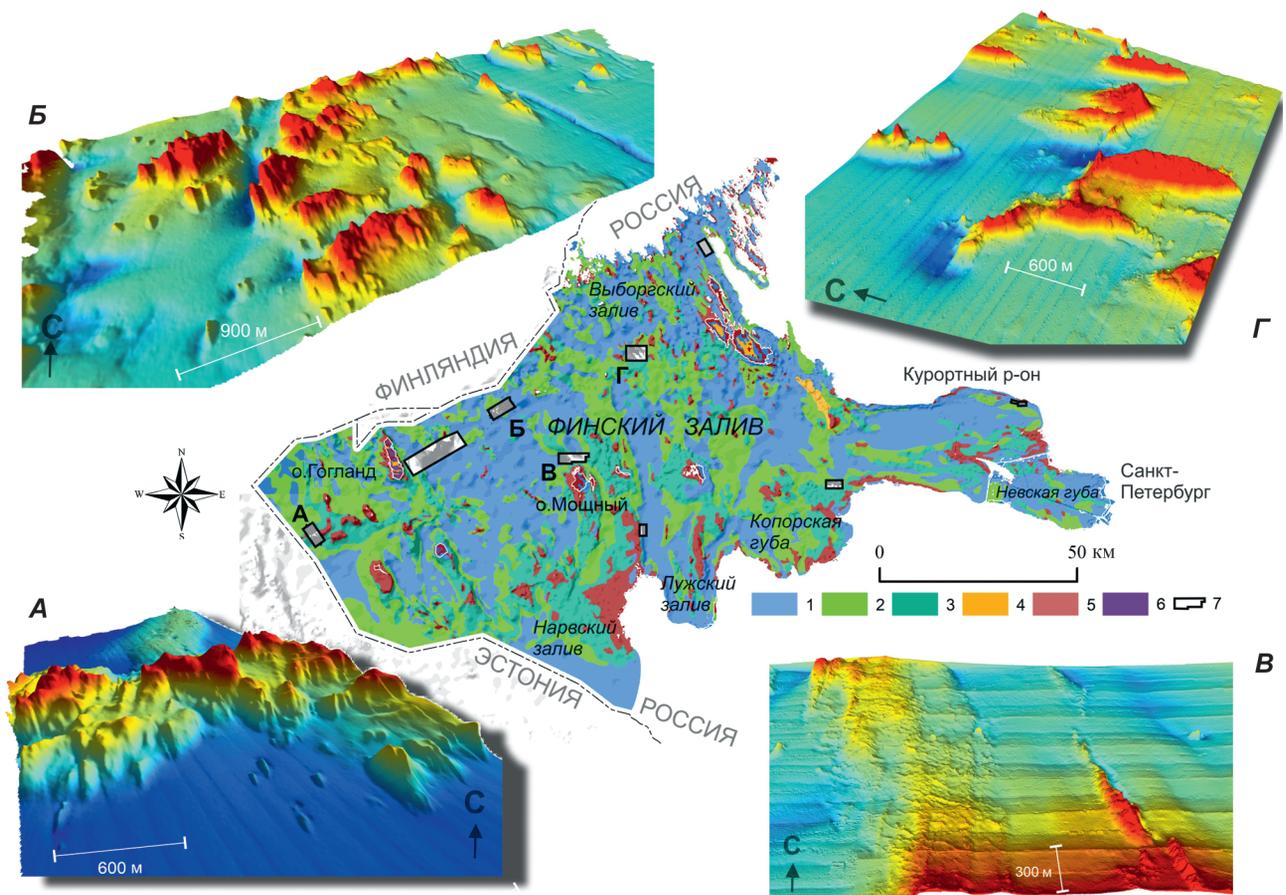


Рис. 1. Участки детальных полевых геолого-геофизических исследований на схеме четвертичных отложений восточной части Финского залива

Отложения: 1 – голоценовые морские и озерные; 2 – Балтийского ледникового озера; 3 – ленточные глины; 4 – флювиогляциальные; 5 – морена; 6 – подводные выходы дочетвертичных пород; 7 – ключевые участки. А – Острова Виргинии, Б – Остров Соммерс, В – Остров Мощный, Г – Выборгский залив

Основным методическим подходом к полевым геолого-геофизическим работам было получение площадной информации о рельефе дна с использованием многолучевого эхолотирования и гидролокации бокового обзора (ГЛБО), непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСАП) по сети сближенных профилей, позволяющей строить трехмерные модели погребенных палео-поверхностей, и заверка геофизических данных путем отбора проб поверхностных осадков и грунтовых трубок.

Многолучевое эхолотирование и НСАП по сети сближенных профилей было осуществлено в ходе совместных рейсов Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН и ВСЕГЕИ в 2017 и 2019 г. (35-й и 39-й рейсы НИС «Академик Николай Страхов»). Профилирование выполнялось с применением многолучевого эхолота Teledyne RESON SeaBat 8111-H, E208-3F66 Dry MBES и профилографа EdgeTech 3300-NM (Discover Sub-Bottom v3.36) (табл. 1). Сейсмоакустическое профилирование с рабочей частотой 0,03–2,00 кГц в пределах ключевых участков проводилось также в 2017–2018 гг. с использованием аппаратного комплекса GEONT-HRP ООО «Спектр-Геофизика» (Россия) (спаркер)

в ходе рейсов ВСЕГЕИ на НИС «СН 1303». Профилирование ГЛБО выполнялось в 2017–2019 гг. с помощью сонара CM2, C-MAX Ltd (Великобритания) с рабочей частотой 325 кГц. В ходе тех же рейсов осуществлялся донный пробоотбор с применением бокс-кореров и прямоточных грунтовых трубок. В зонах развития грубо-обломочных отложений для определения типов поверхностных осадков использовалась подводная видеосъемка АПА «СуперГНОМ», модифицированный с помощью камеры GoPro. Кроме того, для интерпретации геофизических данных была привлечена база данных донного пробоотбора ВСЕГЕИ за 1984–2014 гг. Привязка наблюдений осуществлялась с применением аппаратуры Differential Global Positioning System (DGPS) Trimble AgGPS132 и DGPS Furuno GP7000F в комплексе с Vector VS330 Hemisphere GNSS (USA).

Сбор данных многолучевого эхолота производился с использованием рабочей частоты 100 кГц. В ходе съемки каждый участок (сектор) дна обеспечивается 101-м лучом эхолота. Размер области, захватываемой многолучевым эхолотом, составлял 150° перпендикулярно и 1,5° вдоль направления движения судна, а разрешение каждого луча – 3,7 см. Основной диапазон частот

**Объем многолучевого эхолотирования (МЛ) и НСАП
на ключевых участках восточной части Финского залива**

Ключевой участок	Название НИС, номер рейса и даты	Кол-во профилей МЛ и НСАП		Площадь покрытия МЛ, км ²	Кол-во станций донного опро- бования
		шт.	км		
Острова Виргини (рис. 1, А)	НИС «Академик Николай Страхов», рейс 39, 2019 г.	31	164	15,4	9
Остров Соммерс (рис. 1, Б)	НИС «Академик Николай Страхов», рейс 39, 2019 г.	21	134	18,5	11
Остров Мощный (рис. 1, Г)	НИС «Академик Николай Страхов», рейс 35, 21–24.07.2017; НИС «СН 1303», 09–11.09.2017; НИС «СН 1303», 23–28.06.2018	33	119	6,8	29
Выборгский залив (рис. 1, В)	НИС «Академик Николай Страхов», рейс 35, 21–24.07.2017; НИС «СН 1303», 23–28.06.2018	39	164	9	15

профилографа EdgeTech 3300-НМ – 2–10 кГц с продолжительностью импульса от 5 до 100 мс при частоте дискретизации 20, 25, 40 и 50 кГц, зависящей от более высокочастотного импульса. Для получения отметок глубин и их планового положения привлекались данные внешних GPS-приемников, а также датчиков движения и качки судна. Как датчики, так и антенны GPS были установлены на уровне ватерлинии, максимально близко к центру массы судна. Географическая привязка данных многолучевого эхолота с использованием данных инерционной и GPS-систем производилась в системе координат WGS84.

Для обработки сейсмоакустических данных применялась программа RadExPro (ООО «Деко-геофизика СК», Россия). Система обладает всеми необходимыми инструментами для полнофункциональной обработки показателей наземной и морской сейсморазведки 2D, а также специализированным модулем обработки, цель которого – подавить волны-спутники на одноканальных или суммированных материалах, полученных при небольших выносах источник–приемник [13]. Интерпретация обработанных сейсмограмм также осуществляется в программе RadExPro. Записи визуализируются в удобном для интерпретатора формате, протяженные оси синфазности и границы изменения инфраструктуры записей трассируются для дальнейшего экспорта и анализа в геоинформационных системах. На основе полученных данных построены цифровые трехмерные модели рельефа дна исследованных участков и модели погребенных поверхностей. Для построения карт четвертичных отложений площади выходов различных сейсмотолщ на поверхности дна были оконтурены с использованием программы ArcGIS 10.2.

Полученные результаты. Сейсмостратиграфия. Мощность четвертичных отложений в пределах исследуемой площади колеблется от 0–2

до 45 м (о-ва Виргини), от 5 до 35 м (в районе о. Соммерс), от 25 до 50 м в районе о. Мощный и от 20 до 60 м в Выборгском заливе. Морена последнего оледенения подстилается в районе островов Виргини и о. Соммерс протерозойскими и досреднерифейскими магматическими и метаморфическими образованиями (гранат-биотитовые гнейсы, мигматиты, амфиболиты, кварциты и т. д.); досреднерифейскими магматическими и супракрустальными образованиями и гранитами рапакиви Выборгского комплекса (Выборгский залив). В пределах ключевого участка Остров Мощный породы шита частично перекрыты маломощным слоем осадочных пород нижнего венда [3]. Четвертичные образования локально обнажаются на поверхности дна только в пределах ключевого участка Острова Виргини.

В наиболее глубоких палеодолинах сохранился неполный разрез ледниковых и межморенных образований, который, как правило, перекрыт чехлом последней неоплейстоценовой морены, развитой повсеместно. На большей части акватории Финского залива более древние четвертичные отложения подверглись экзарации во время последнего оледенения.

На всех рассматриваемых ключевых участках разрез четвертичных отложений в целом характеризуется схожим строением (рис. 2). Поверхность последней морены (G), формирующей сплошной покров средней мощностью 20–30 м, значительно расчленена. Предположительно, в ряде случаев понижения рельефа морены заполнены флювиогляциальными отложениями (FG), однако, как правило, перекрываются слоистыми ленточными глинами (LG) мощностью около 5 м, которые четко выделяются на профилях НСАП благодаря параллельным акустическим границам и облекающему характеру залегания.

Границы выделяемых на записи зон могут быть представлены протяженными осями синфазности или границами, на которых изменяется инфраструктура записи. Сводный сейсмогеологический

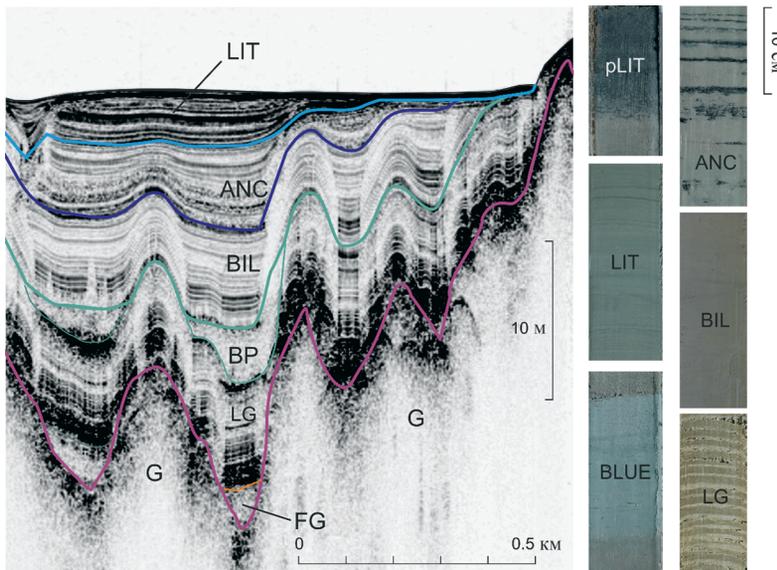


Рис. 2. Типичный сейсмогеологический разрез восточной части Финского залива

Верхний неоплейстоцен: G – ледниковые отложения, диамиктон; FG – флювиогляциальные отложения (пески с гравием и галькой); отложения Балтийского ледникового озера: LG – приледниковые ленточные глины; BP – массивные глины; BIL – отложения глубоководного этапа развития Балтийского Ледникового озера (переход от тонкослоистых глин к массивным глинам); голоцен: BLUE (отложения моря Мастогля, так называемые голубые глины); ANC – отложения Анцилового озера; LIT – алевроглины Литоринового; pLIT – алевропелиты пост-Литоринового моря (по [31] с изменениями). В правой части рисунка показаны фотографии фрагментов кернов указанных комплексов

разрез и фотографии фрагментов кернов типичных бассейновых фаций послеледниковых отложений восточной части Финского залива приведены на рис. 2.

Вышележащий комплекс отложений Балтийского ледникового озера (BIL) также характеризуется облекающим залеганием и вверх по разрезу представляет собой переход от тонко-ритмично-слоистых к массивным глинам. Мощность отложений комплекса варьируется от 5 до 10 м. Граница между ленточными глинами и типичными бассейновыми фациями Балтийского ледникового озера не всегда прослеживается на профилях НСАП. Ледниково-озерные отложения наиболее широко распространены в восточной части Финского залива, образуя обширные подводные обнажения по периферии подводных моренных поднятий.

В районе о. Соммерс и островов Виргини вблизи наиболее высоких моренных гряд между сейсмотолщами LG и BIL выделяется акустически транспарентная сейсмотолща, отвечающая, по данным пробоотбора, плотным неслоистым глинам (BP).

Осадки голоцена, в основании которых выделяются специфические по литологическому облику озерные осадки, залегают на отложениях верхнего неоплейстоцена с резким несогласием, четко фиксирующимся на всех профилях НСАП. Формирование этих отложений происходило в Анциловом озере, заполнявшим практически всю впадину Финского залива в раннем голоцене. По данным пробоотбора, несогласная граница во многих колонках подчеркивается эрозионным прослоем (обогащение песком). Подводные обнажения анциловых осадков картируются по периферии современных седиментационных бассейнов. Мощность осадков составляет 2–4 м. Венчают геологический разрез морские литориновые (средний голоцен) и постлиториновые (поздний голоцен, современная стадия развития Балтийского моря) отложения, максимальная

мощность которых в наиболее глубоководных частях седиментационных бассейнов достигает 8–10 м. Как между анциловыми и литориновыми, так и внутри литориновых отложений на ряде участков фиксируются акустические границы, отвечающие горизонтам размыва и перерывам в осадконакоплении.

Крупномасштабные детальные карты четвертичных образований, а также схемы рельефа поверхности морены, водно-ледниковых отложений верхнего неоплейстоцена и современного донного рельефа приведены на рис. 3–6.

Геолого-геоморфологические особенности ключевых участков. Рельеф дна ключевого участка Острова Виргини определяется хорошо выраженной в его центральной части грядой субширотного восточно-западного направления, в основании которой лежит поднятие акустического фундамента (абс. глубина поверхности повышается с –90 до –30 м). Ширина гряды варьируется от 500 до 1000 м (рис. 3, 7, табл. 2). Сопоставляя полученные результаты с данными геологической съемки, выполнявшейся в 1980-е годы Таллиннской геологической партией ПО «Эстонгеология» [6], можно констатировать, что продолжение гряды прослеживается за пределы ключевого участка на 2 км в юго-восток-восточном направлении и на 10 км в северо-запад-западном. Высота гряды над поверхностью дна составляет 20–30 м. Строение гряды достаточно сложное, она состоит из серии изометричных поднятий, вытянутых с запада на восток (шириной 500–700 м, длиной 1000–1200 м) и более мелких гряд северного направления (аз. 175°) шириной 60–140 м и длиной 100–300 м с более крутыми (10°–25°) северными, восточными и западными и более пологими (5°–10°) южными склонами. Склоны гряд перекрыты послеледниковыми отложениями, на поверхности обнажается частично размывтая морена. Поверхности гряд осложняются мелкими (высотой 0,5–1,0 м, шириной 8–10 м, длиной 200–700 м) линейными

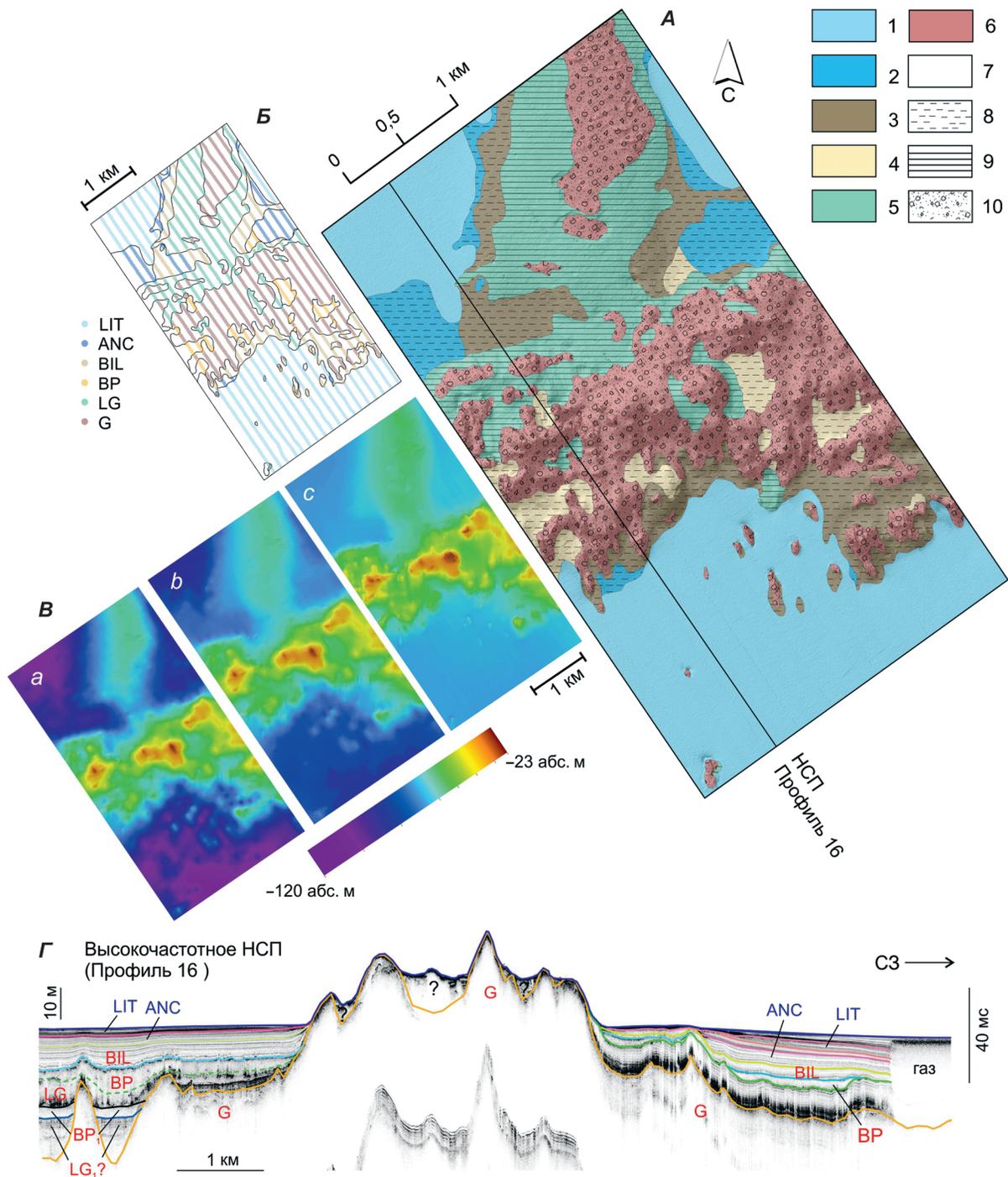


Рис. 3. Ключевой участок Острова Виргини

А – схема четвертичных отложений, *Б* – профили НСАП и выходы отложений различных сейсмоакустических толщ на поверхности дна [голоцен: отложения 1 – Литоринового (LIT) и пост-Литоринового (pLIT) моря; 2 – Анцилового озера (ANC); неоплейстоцен: озерно-ледниковые отложения: 3 – глубоководные отложения Балтийского ледникового озера (BIL); 4 – подледниковые глины (BP); 5 – приледниковые фации (LG); 6 – ледниковые отложения (морена) (G); 7 – алевропелиты; 8 – глины; 9 – ленточные глины; 10 – диамиктон], *В* – поверхности (частично погребенные): *а* – морены, *б* – ледниково-озерных отложений, *с* – современная поверхность дна, *Г* – интерпретация сейсмоакустического профиля (газ – газонасыщенные осадки) (по [31] с изменениями)

или изогнутыми субпараллельными ритмично расположенными грядами. В северной части ключевого участка отмечено крупное поднятие с плоской вершиной (шириной 300–500 м, длиной 2000 м), вытянутое в направлении с севера на юг. Поднятие слабо проявлено в современном

рельефе дна. По данным НСАП, его основание расположено на абс. глубине –80 м и перекрыто ледниково-озерными глинами. На поверхности поднятия также наблюдаются несколько округлых в плане кратерообразных структур диаметром около 100 м. По периферии подводных поднятий на

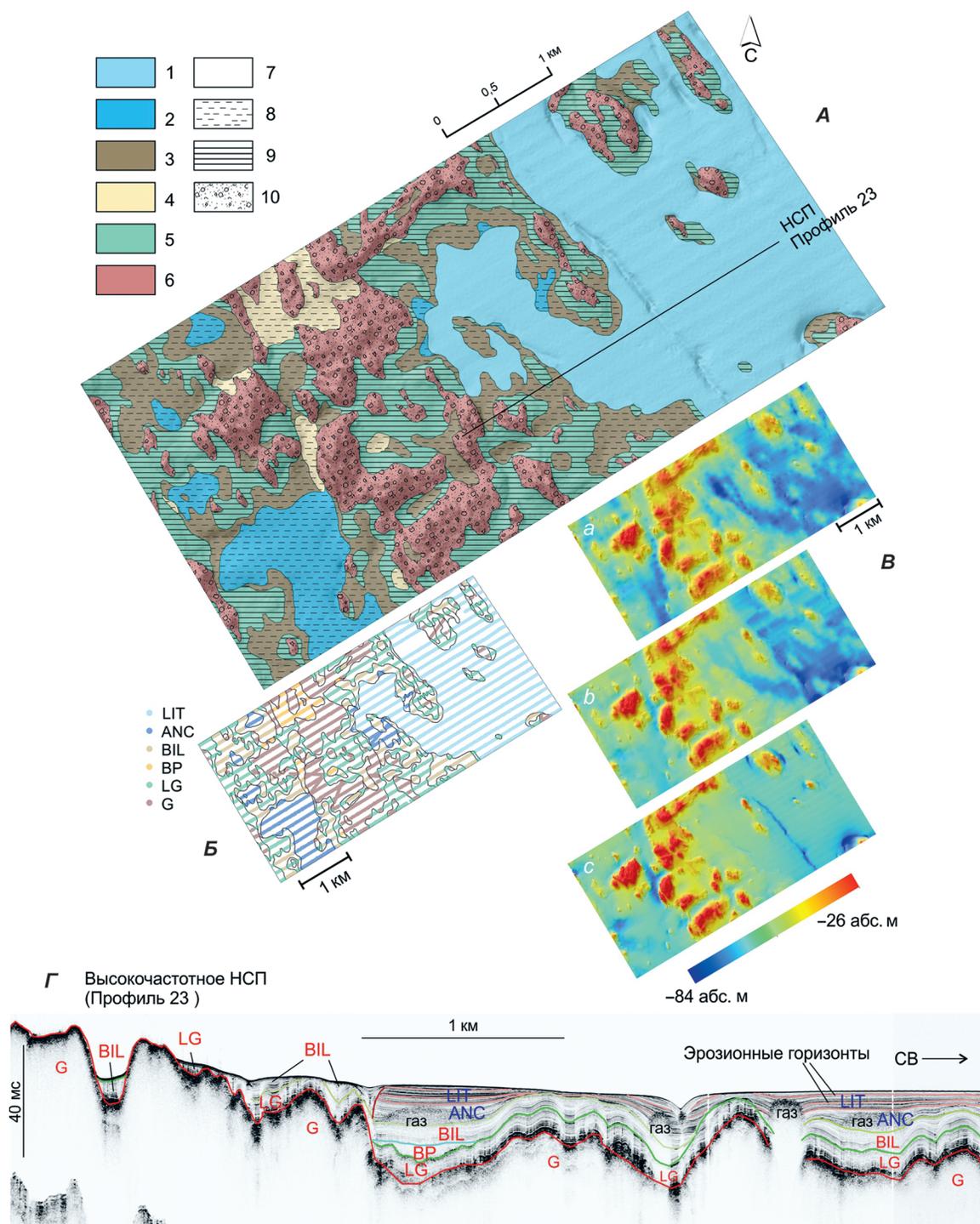


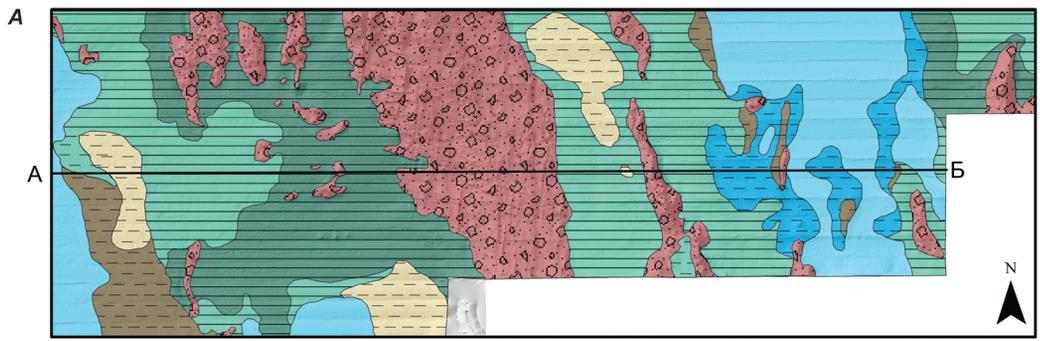
Рис. 4. Ключевой участок Остров Соммерс

A – схема четвертичных отложений, *Б* – профили НСАП и выходы отложений различных сейсмоакустических толщ на поверхности дна, *В* – поверхности, *Г* – интерпретация сейсмоакустического профиля.

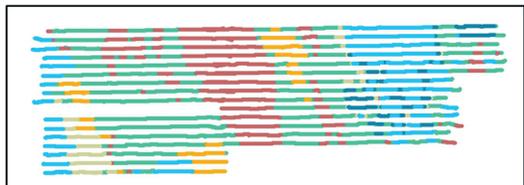
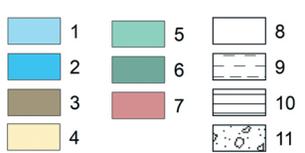
Усл. обозн. см. на рис. 3

Рис. 5. Район о. Мощный

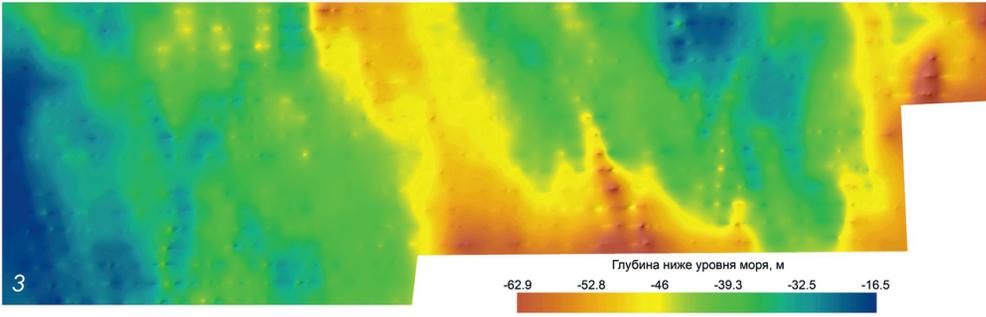
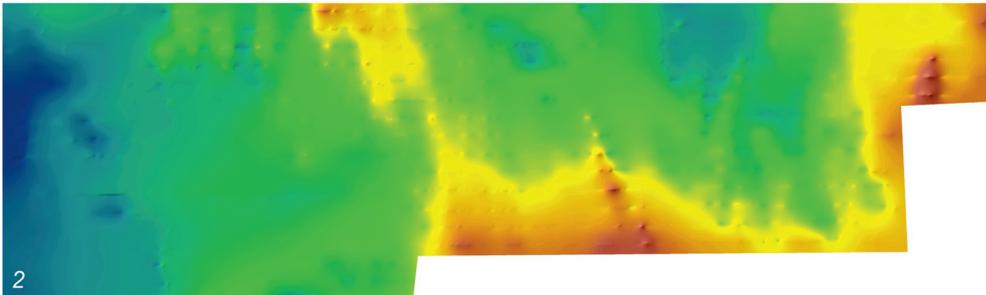
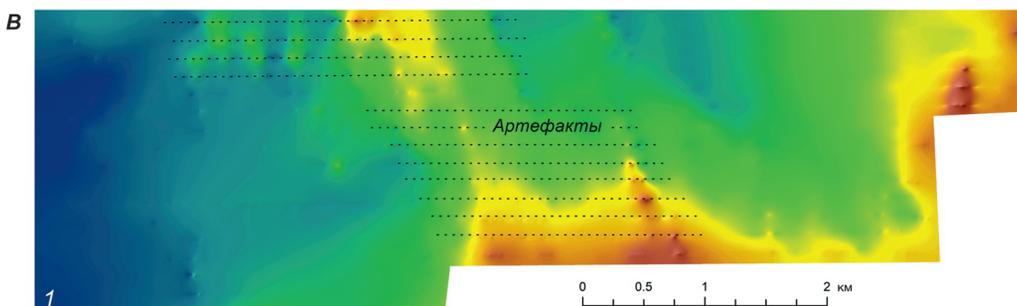
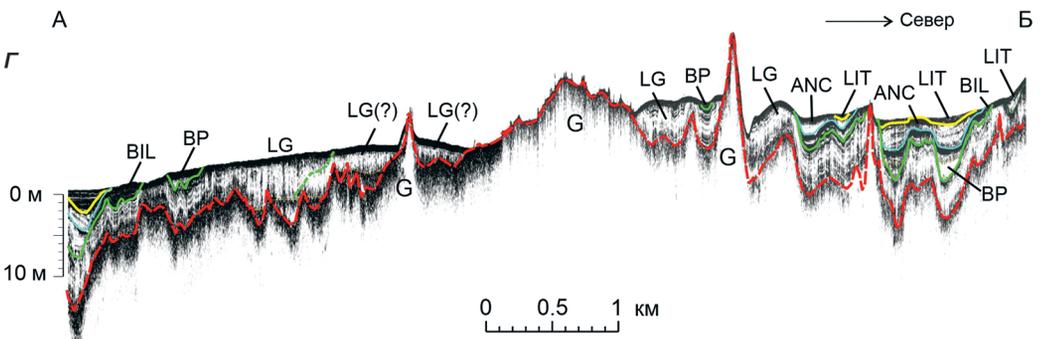
A – схема четвертичных отложений, *Б* – выходы на поверхность дна отложений различных сеймостратиграфических комплексов (по результатам анализа данных НСАП) [голоцен: 1 – морские литориновые (LIT) отложения; 2 – анциловые озерные отложения (ANC); верхний неоплейстоцен: озерно-ледниковые отложения: 3 – глубоководные отложения Балтийского ледникового озера (BIL); 4 – подледниковые отложения (BP); 5 – приледниковые фации (LG); 6 – предположительно приледниковые фации, нижняя пачка, либо флювиогляциальные отложения (LG?); 7 – ледниковые отложения (морена) (G); 8 – илы; 9 – глины; 10 – ленточные глины; 11 – диамиктон], *В* – сейсмоакустические поверхности: 1 – современный рельеф дна, 2, 3 – частично погребенная поверхность отложений ледниково-озерных (2) и ледниковых (3), *Г* – интерпретация профиля НСАП (профилограф) по линии А–Б



0 1 2 км



- LIT
- ANC
- BIL
- LG
- BP
- G



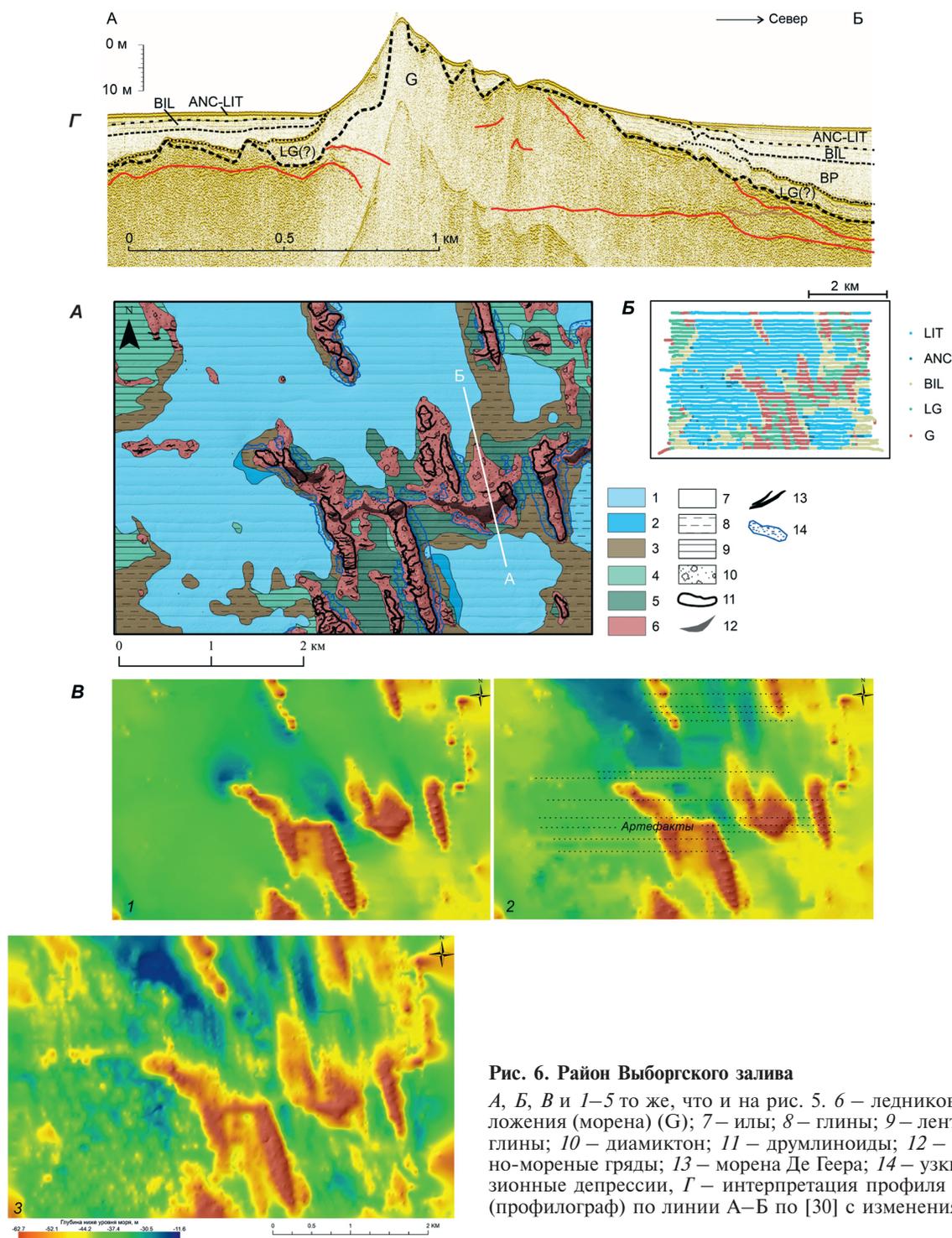


Рис. 6. Район Выборгского залива

А, Б, В и 1–5 то же, что и на рис. 5. 6 – ледниковые отложения (морена) (G); 7 – илы; 8 – глины; 9 – ленточные глины; 10 – диамиктон; 11 – друмлиноиды; 12 – конечнo-моренные гряды; 13 – морена Де Геера; 14 – узкие эрозioнные депрессии, Г – интерпретация профиля НСАП (профилограф) по линии А–Б по [30] с изменениями

границах седиментациoнных бассейнов поверхность голоценовых алевропелитовых илов осложнена V-образными ложбинами преимущественно субмеридионального направления (рис. 7, А, табл. 3).

В пределах ключевого участка Остров Соммерс абсолютная глубина акустического фундамента изменяется от –80 до –70 м в восточной части до –20 м в западной (рис. 4), в рельефе дна выражены моренные гряды (25–40 м высотой от основания, 8–20 м высотой над поверхностью дна, 300–500 м

шириной и 800–2000 м длиной). Гряды вытянуты в юго-восток-восточном – северо-северо-западном направлениях (аз. 144°) (рис. 8, табл. 2). Гряды второго направления – юго-запад-западное – северо-восток-восточное (56°) обладают относительной высотой 20–25 м, шириной 50–150 м и длиной 130–500 м, имеют более крутой северо-западный (10°–25° и более) и пологий (2°–10°) юго-восточный склоны и интерпретируются как гряды, параллельные краю отступающего ледника. Поверхность поднятий осложнена мелкими

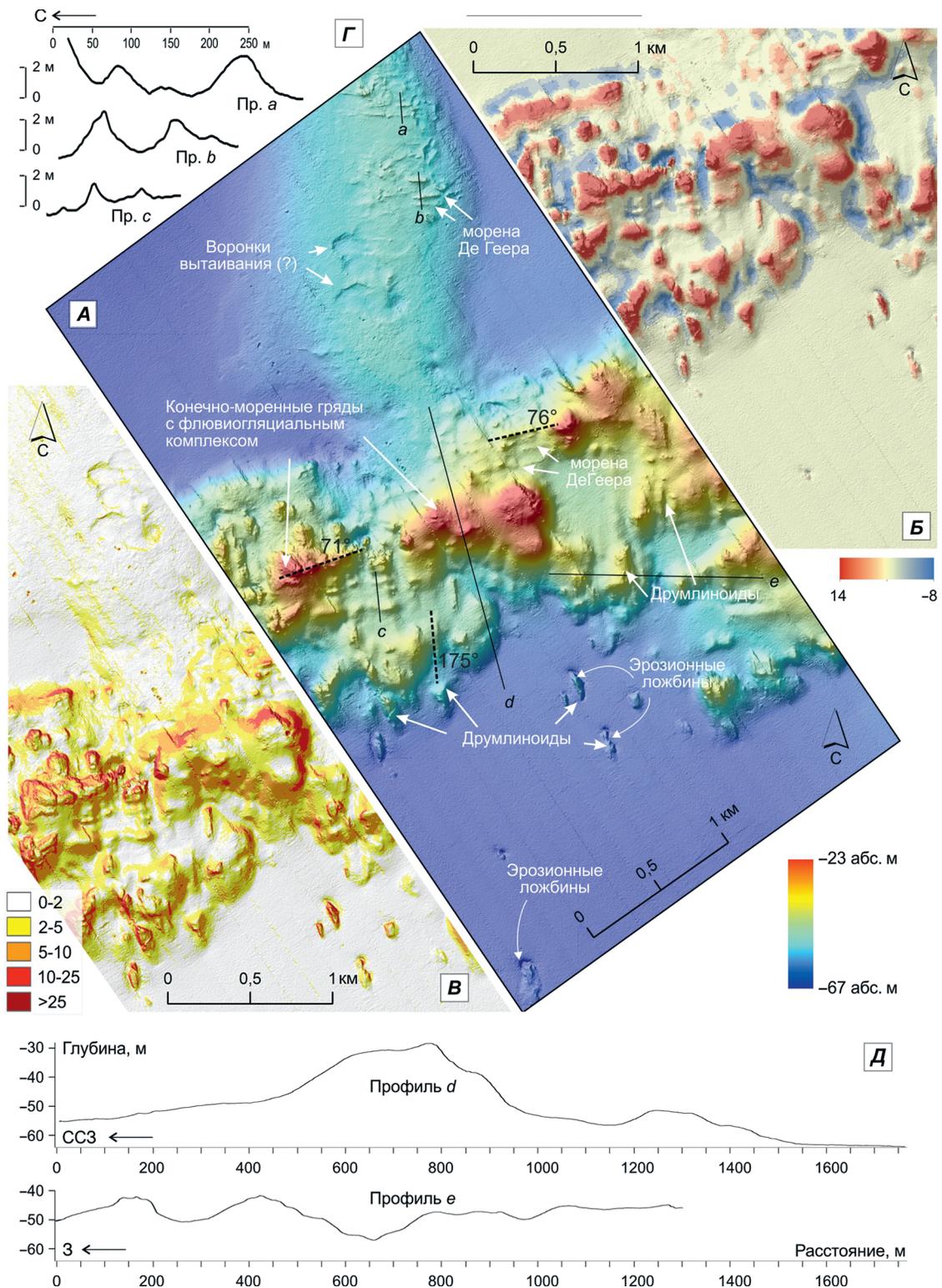


Рис. 7. Цифровая модель рельефа ключевого участка в районе о-вов Виргини

A – трехмерная модель по данным многолучевого эхолотирования; B – схема BPI (bathymetric position index); B – углы склонов (в градусах); Г, Д – профили рельефа (по [31] с изменениями)

регулярными субпараллельными грядами (1–2 м высотой, 40–60 м шириной, 500–600 м длиной, преобладающим является юго-запад-западное – северо-восток-восточное направление, аз. 53°) с крутыми склонами. В восточной части ключевого участка расположен седиментационный бассейн,

заполненный голоценовыми алевропелитовыми илами. На поверхности дна выделяются протяженные (более 2000 м) линейные ложбины относительной глубиной до 5 м и несколько изогнутых в плане ложбин по периферии подводных поднятий (длиной до 1000 м) (рис. 8, табл. 3).

Морфометрические характеристики положительных форм рельефа дна ключевых участков по данным анализа МЛ и НСАП

Форма в плане	Направление (азимут)	Высота над поверхностью дна, м	Высота над основанием, м	Ширина основания, м	Длина, м	Угол склона, градусы	Интервал между гребнями, м	Геологическая интерпретация
Острова Виргини								
Линейная (овальная)	С-Ю (175°)	3–15 или 3–5	10–15 или 25	60–140 или 300–500	100–300 или 2000	10–25 (С, 3 и В) 5–10 (Ю)	–	Моренные гряды, параллельные направлению движения ледника
Линейная	В-З (71°)	20–30	40	500–1000	Более 3500	10–25 (С, 3 и В) 5–10 (Ю)	–	Конечно-моренная гряда с комплексом флювиогляциальных отложений
Линейная/изогнутая	В-З (76°)	1–2	1–3	10–60	100–600	5–10	50–150	Морена Де Геера
Остров Соммерс								
Линейная (овальная)	ЮЮВ-ССЗ (144°)	2–20	20–25	50–150	130–500	10–25 (СЗ) 5–10 (ЮВ)	–	Моренные гряды, параллельные направлению движения ледника
Линейная	ЮЗЗ-СВВ (56°)	8–20	25–40	300–500	800–2000	10–25 (СЗ) 5–10 (ЮВ)	–	Моренные гряды, параллельные краю ледника
Линейная/изогнутая	ЮЗЗ-СВВ (53°)	1–2	1–2	40–60	500–600	10–25	50–150	Морена Де Геера
Остров Мощный								
Линейная	ССВ-ЮЮЗ (10°)	0,5–1	–	20–60	1200	1–3	–	Гряды, образованные в ходе ледниковой экзарации
Линейная (овальная)	ЮЮВ-ССЗ (160°)	5–8	15–20	100	1000	5–20	–	Моренные гряды, параллельные направлению движения ледника
Линейная	ЮВ-СЗ (120°)	0,5–1,5	1–2	8–10	1300	5–15	50–150 (среднее 85)	Морена Де Геера
Выборгский залив								
Линейная (овальная)	ЮЮВ-ССЗ (170°)	10–15	15–20	130–170	1000	5–20	–	Моренные гряды, параллельные направлению движения ледника
Изогнутая	СВ-ЮЗ и ЮВ-СЗ (65° и 100°)	10–20	10–25	От 70–200 до 300–1000	Более 4300	3–4 С склон 10 Ю склон	–	Конечно-моренная гряда
Изогнутая	СВ-ЮЗ и ЮВ-СЗ (65° и 100°)	0,5–1,5	1–2	8–10	300	5–20	50	Морена Де Геера

Дно Финского залива в пределах ключевого участка Остров Мощный характеризуется относительно небольшими перепадами глубин (от 54 м в седиментационных бассейнах, расположенных в восточной и западной частях

площади, до 21 м на вершинах моренных поднятий) (рис. 5, 9). По данным НСАП, мощность ледниковых отложений в пределах ключевого участка достигает 25 м. В депрессиях моренного рельефа локально развиты флювиогляциальные

Таблица 3

Морфометрические характеристики отрицательных форм рельефа дна ключевых участков по данным анализа МЛ и НСАП

Форма в плане	Направление (азимут)	Форма (в разрезе)	Глубина	Ширина	Длина	Вмещающие донные отложения	Геологическая интерпретация
			м				
Острова Виргини							
Изогнутая (вокруг подводных поднятий)	С-Ю	V-образная	3	20	100–200	Голоценовые пелитово-алевритовые илы	Ложбины, сформированные под воздействием течений
Круглая	–	Кратер	3	100	100	Последниковые озерно-ледниковые глины	Котловина, образованная при таянии мертвого льда или под воздействием потока талых вод
Остров Соммерс							
Изогнутая (вокруг подводных поднятий)	Все направления	V-образная	3–10	20	До 1000	Голоценовые пелитово-алевритовые илы	Ложбины, сформированные под воздействием течений
Линейная	ЮВ-СЗ	V-образная	5–9	20	До 2000	Газонасыщенные голоценовые пелитово-алевритовые илы	Просадки в результате разгрузки газов (?) или ложбины, сформированные под воздействием течений

отложения мощностью до 12 м. Мощность ледниково-озерных отложений достаточно выдержанная и составляет от 6 до 8 м. Голоценовые алевропелитовые илы развиты в локальных седиментационных бассейнах, где их максимальная мощность достигает 10 м. Основными формами рельефа дна являются линейные гряды северо-западного простирания (аз. 160°–170°, ЮЮВ-ССЗ) длиной до 1000 м, шириной 100 м и высотой 15–20 м (рис. 9, табл. 2), характеризующиеся максимальными углами склонов. Вершины моренных гряд, окруженные голоценовыми илами, обрамлены узкими ложбинами глубиной до 2 м. Второе направление гряд, значительно менее выраженных в рельефе дна (до 1200 м в длину, 20–60 м в ширину и 0,5–1,0 м в высоту), – северо-восточное (аз. 10°, ССВ-ЮЮЗ). Эти формы рельефа встречаются только в пределах ключевого участка Остров Мощный.

На поверхности подводного поднятия в центральной части ключевого участка в рельефе дна проявлены небольшие (высотой 0,5–1,5 м, в некоторых случаях до 2 м, шириной 8–10 м) протяженные (до 1300 м длиной) гряды, ориентированные в направлении с северо-востока на юго-запад (аз. 120°). Гряды ритмичные, расстояние между гребнями находится в диапазоне от 50 до 150 м (рис. 9, табл. 2). На склонах подводных поднятий, где морена перекрыта

ледниково-озерными отложениями, эти гряды прослеживаются на сейсмоакустических профилях в погребенном состоянии на значительное расстояние.

В районе ключевого участка Выборгский залив, по данным геологического картирования дна на полигоне, выделены выдержанные площади распространения ленточных глин, перекрытые отложениям Балтийского ледникового озера и голоценовыми озерными и морскими осадками. Выходы ледниковых отложений, формирующих моренные гряды, занимают подчиненное положение. Значительная площадь в северо-западной части полигона принадлежит седиментационному бассейну. Существенную роль в конфигурации рельефа дна играют моренные гряды северо-западного простирания (аз. 160°–170°, ЮЮВ-ССЗ), близкие по морфометрическим показателям грядам, описанным для ключевого участка Остров Мощный: длиной до 1000 м, шириной 130–170 м и высотой 15–20 м (рис. 9, табл. 2).

Отличительной особенностью геолого-геоморфологического строения ключевого участка Выборгский залив является протяженная (более 4300 м длиной) изогнутая в плане гряда (азимут меняется от 65° до 100°) высотой 10–20 м и различной ширины (от 70–200 до 300–1000 м) (рис. 10, табл. 2). Гряда обладает резко ассиметричной

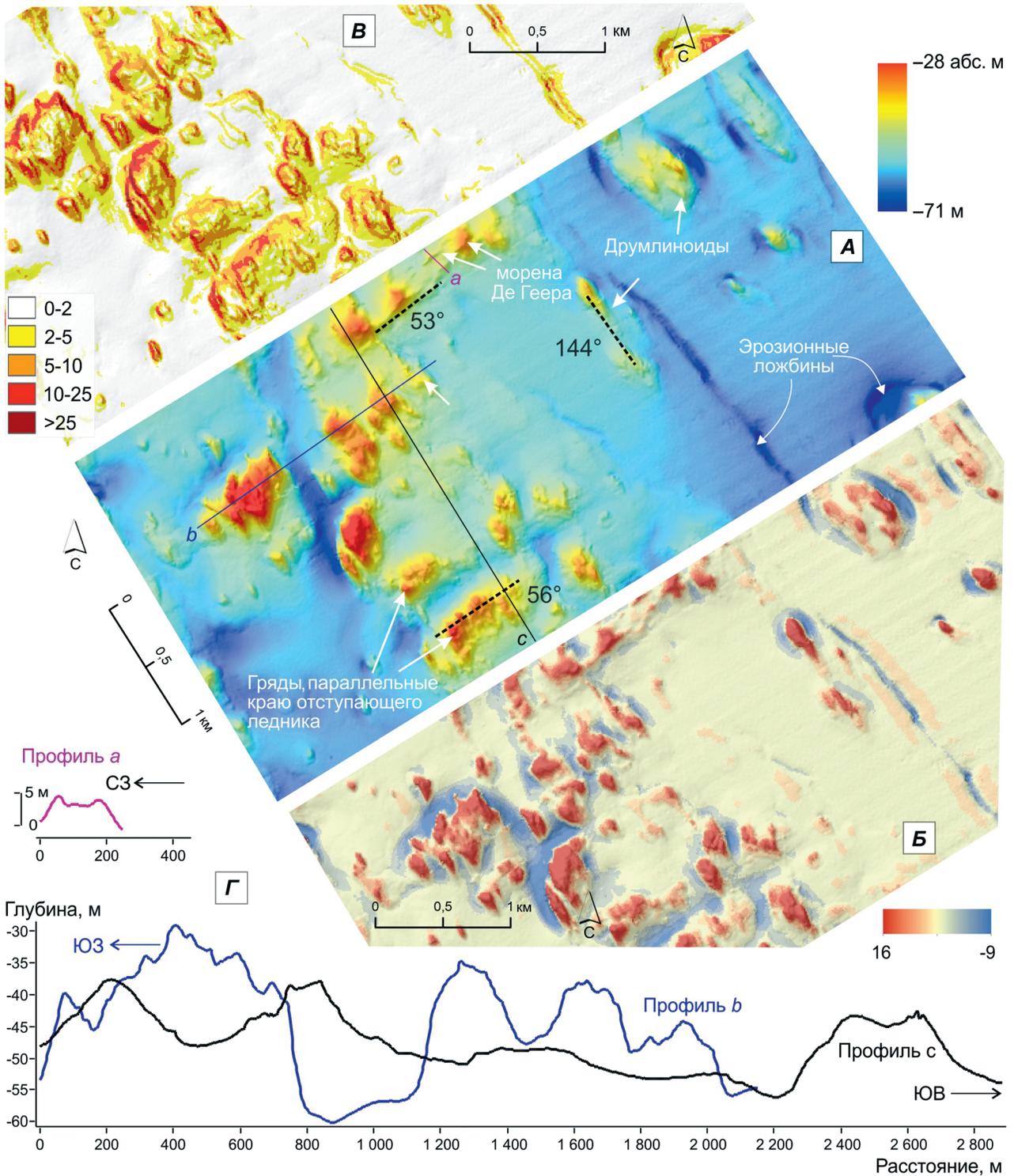


Рис. 8. Цифровая модель рельефа ключевого участка в районе о. Соммерс

Усл. обозн. см. на рис. 7

формой с крутым (10°) южным и более пологим ($3^\circ-4^\circ$) северным склоном. На поверхности крупных моренных гряд выделяются аналогичные описанным выше для остальных ключевых участков мелкие, субпараллельные гряды высотой 0,5–2,0 м, шириной 8–10 м и длиной до 300 м (рис. 10, табл. 2). Как и на полигоне участка Остров Мощный, эти формы рельефа прослеживаются по

данным НСАП на поверхности основной морены, перекрытой послеледниковыми отложениями.

Обсуждение полученных результатов. Наиболее распространенными положительными формами рельефа дна, характерными для всех исследованных ключевых участков, являются овалы в плане гряды северо-западного – юго-восточного

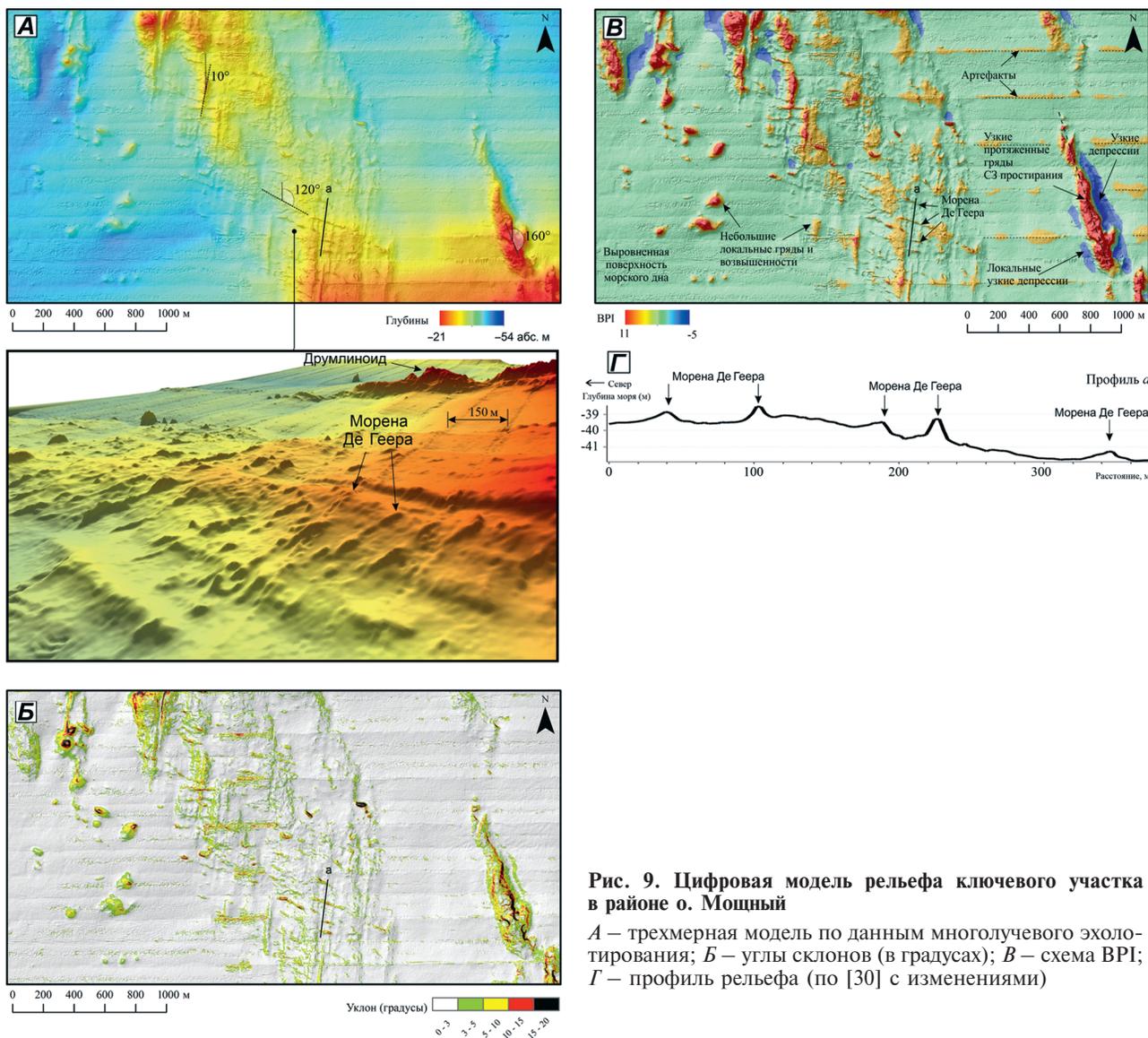


Рис. 9. Цифровая модель рельефа ключевого участка в районе о. Мощный

А – трехмерная модель по данным многолучевого эхолотирования; *Б* – углы склонов (в градусах); *В* – схема ВРП; *Г* – профиль рельефа (по [30] с изменениями)

простираения (аз. 160°–170°) длиной 200–300 м (в ряде случаев до 1000 м) и относительной высотой (от основания, по данным НСАП) 25–50 м, интерпретируемые как драмлиноиды и/или озы, ориентированные по нормали к краю отступающего ледника. Эти формы рельефа были зафиксированы на морском дне и неоднократно описаны ранее [3; 5; 35].

Наиболее крупной положительной формой ледникового рельефа, установленной в ходе исследований, является гряда юго-западного простирания (аз. 65°–100°), отмеченная в пределах ключевых участков Острова Виргинии и Выборгский залив, частично погребенная под ледниково-озерными и голоценовыми отложениями. Высота гряды 20–30 м, ширина до 1000 м. Гряда прослеживается на обоих ключевых участках, где ее протяженность составляет соответственно более 3500 и 4300 м. В районе островов Виргинии, по данным предыдущих исследований, описываемую форму рельефа можно проследить на 15 км [6]. В Выборгском заливе гряда

обладает резко ассиметричной формой с крутым (10°) южным и более пологим (3°–4°) северным склоном. По морфологическим характеристикам гряда полностью соответствует краевым ледниковым образованиям, исследованным на территории Финляндии и Швеции [16; 17; 28]. По размеру выявленная гряда близка к краевым образованиям южного побережья залива – Невской (Пандивере) стадии и образованиям на северном побережье – стадии Сальпаусселькя. В Эстонии конечная морена стадии Пандивере представляет изогнутую в плане гряду, состоящую из морен напора, флювиогляциальных дельт и озв [26; 27]. Высота этих образований варьируется от нескольких метров до 20 м. По существующим представлениям, они были существенно переработаны в ходе голоценовых трансгрессий [37]. Наиболее крупной конечно-моренной грядой в регионе является гряда Сальпаусселькя I, расположенная на северном побережье залива в пределах Финляндии, шириной от 0,5 до 4 км и высотой от 20 до 80 м

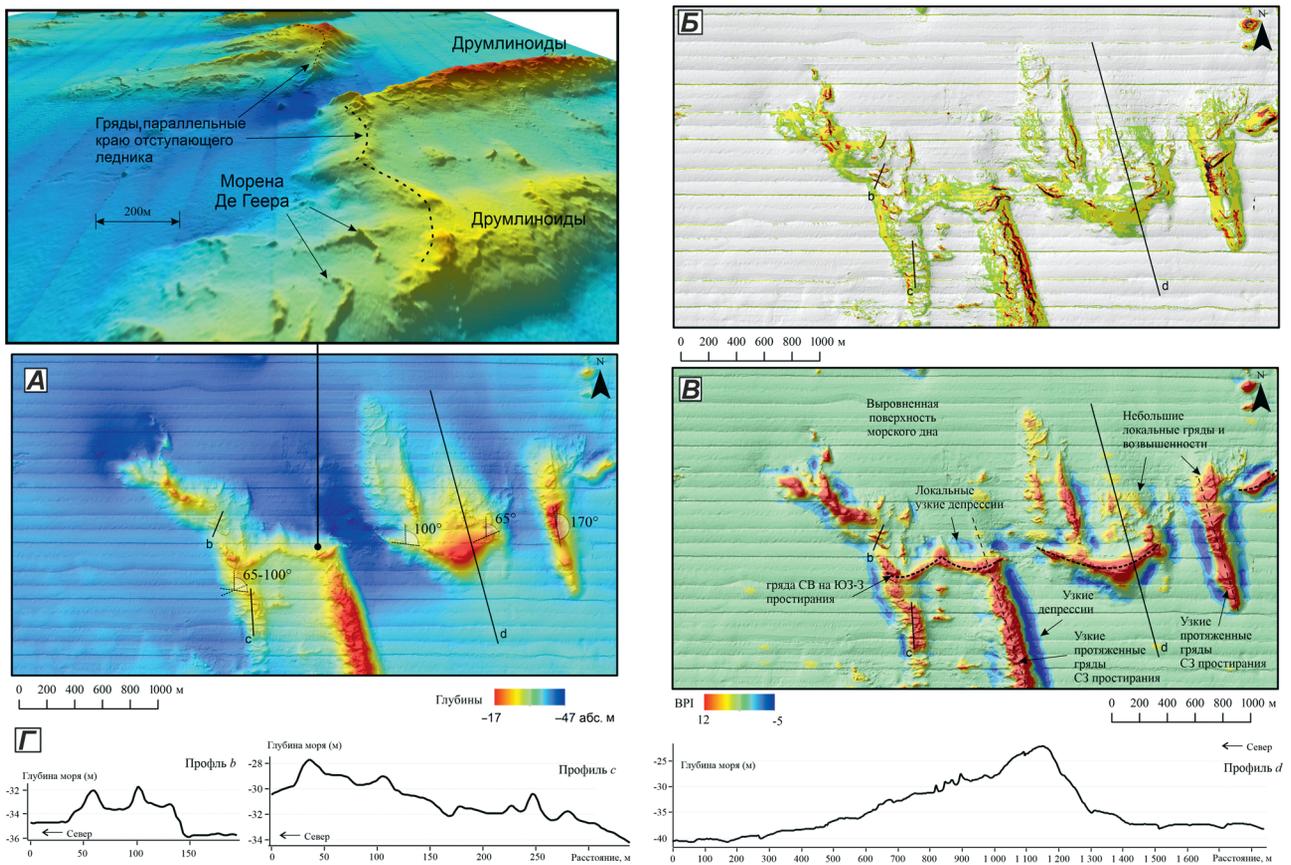


Рис. 10. Цифровая модель рельефа ключевого участка в районе Выборгского залива

Усл. обозн. см. на рис. 9

[20; 22]. Наиболее вероятно, установленная по данным геолого-геофизических исследований зона краевых ледниковых образований является подводным продолжением гряды Паливере, картируемой на суше в западной части южного берега Финского залива и датируемой возрастом около 12 800 кал. л. н. [24; 25].

К наиболее интересным формам затопленного ледникового рельефа, впервые установленным для восточной части Финского залива, относятся серии ритмичных невысоких (0,5–1,5 до 2 м) субпараллельных гряд, простирающие несколько различается в пределах исследованных ключевых участков. Гряды залегают на поверхности друмлинообразных образований и конечно-моренной гряды. Эти гряды интерпретируются как морены Де Геера – низкие, ритмично-параллельные линейно-вытянутые или изогнутые аккумулятивные ледниковые образования. Участки развития морен де Геера высотой менее 5 м, шириной от 10 до 50 м, длиной более 100 м описаны в архипелаге Кваркен (Финляндия), где эти затопленные формы рельефа в настоящее время выходят на поверхность дна вследствие гляцио-зостатического поднятия [16; 17]. В Балтийском море морены Де Геера, представляющие собой гряды высотой от 2 до 8 м с расстоянием между гребнями от 200 до 500 м, установлены на склоне Слупской банки в Юго-Западной Балтике [39].

Аналогичные аккумулятивные образования отмечены на различных гляциальных шельфах. На Германской банке в южной части Шотландского шельфа Атлантической Канады [38] по типу морены Де Геера интерпретируются субпараллельные гряды от 1,5 м в высоту и 4 м в ширину до 5–8 м в высоту и 100–130 м в ширину. Отдельные гряды могут быть прослежены по латерали на расстояние от нескольких сотен метров до 10 км [38]. Многочисленные близко расположенные линейные или изогнутые в плане гряды установлены к востоку от Шетландских островов. Размеры гряд варьируются от 1 до 20 км в длину, расстояние между гребнями – от 700 до 2000 м. Высота гряд достигает 10–20 м [15].

Генезис морен де Геера большинством исследователей определяется достаточно однозначно – как результаты вытаивания материала из трещин отступающего ледника вблизи его края (в субаквальных условиях). Ледник при этом лежит на твердом субстрате и является «ледяным берегом» приледникового озера [16; 17; 28]. По мнению Т. Бравдвэлла и др. [15], процесс формирования гряд может сопровождаться сезонной стабилизацией его края и незначительными осцилляциями. Таким образом, морены Де Геера отражают положение края ледника в процессе его отступления и являются важным источником информации, характеризующей процесс

дегляциации. Небольшое различие в ориентации морен Де Геера в пределах исследованных ключевых участков отражает положение края ледниковых лопастей в различных участках дна восточной части Финского залива при его последовательном отступании, подтверждая выдвигавшиеся ранее гипотезы [2].

Линейные поднятия (гряды), ориентированные в северо-северо-восточном — юго-юго-западном (аз. 10°) направлении, выявленные в пределах ключевого участка Остров Мощный, достаточно сложны для интерпретации. Анализ материалов НСАП позволяет предположить, что они являются результатом ледниковой экзарации [30], однако этот вопрос требует дополнительных исследований.

Интересную проблему, которая также требует дальнейших исследований, представляет собой генезис отрицательных форм рельефа дна. Выявленные по результатам проведенных исследований ложбины могут быть подразделены на два типа. Ложбины, расположенные по периферии подводных поднятий (банок), наиболее вероятно, являются результатом воздействия на дно придонных течений, действующих по принципу контурных течений (течений, движущихся по контуру вслед за изгибами рельефа дна). Однако для подтверждения или опровержения этой гипотезы необходимо проведение инструментальных наблюдений за течениями. Ложбины второго типа обладают прямолинейной формой и располагаются вне подводных поднятий на выровненных поверхностях дна в седиментационных бассейнах, где широко развиты газонасыщенные алевропелитовые осадки. Генезис этих ложбин может быть связан с подводной разгрузкой газов либо с тектоническими нарушениями, однако на изучаемом этапе исследований убедительных доказательств в пользу той или иной гипотезы получить не удалось.

Вызывает интерес интерпретация кратерообразных структур диаметром около 100 м и глубиной до 4–5 м. Эти образования значительно отличаются как по размеру и глубине, так и характеру вмещающих отложений от типичных покмарков восточной части Финского залива [7]. На склонах «кратеров» установлены крупные железомарганцевые конкреции и корки, возраст которых составляет не менее 1000–1500 лет [23], что исключает возможность их техногенного происхождения. По аналогии с близкими по морфологии образованиями других частей Балтийского моря в качестве возможной гипотезы формирования кратеров могут рассматриваться процессы вытаивания блоков «мертвого льда» последнего оледенения либо ледовое воздействие на ранних этапах существования приледниковых озер.

Выводы. Комплексные геолого-геофизические исследования в пределах ключевых участков, включающие многолучевое эхолотирование, непрерывное сейсмоакустическое

профилирование по сети сближенных профилей, донный пробоотбор и подводную видеосъемку, — основа методики детального крупномасштабного морского геологического картирования.

Наиболее распространенными положительными формами рельефа дна, характерными для всех исследованных ключевых участков, являются овалы в плане гряды северо-западного — юго-восточного простирания длиной до 200–300 м и относительной высотой от их основания 25–50 м. Поверхность гряд сложена валунным материалом, они интерпретируются как друмлиноиды и/или озы, расположенные по нормали к краю отступающего ледника.

В пределах ключевых участков, отмеченных в районе о-вов Виргини и в Выборгском заливе, геофизические исследования позволили выявить фрагменты протяженной, частично погребенной под ледниково-озерными и голоценовыми отложениями гряды высотой 20–30 м и шириной до 1000 м, простирающейся в северо-восток — юго-запад-западном направлении (65° – 100°). В Выборгском заливе гряда обладает резко асимметричной формой профиля с крутым (10°) южным и более пологим (3° – 4°) северным склонами. Морфология гряды соответствует краевым ледниковым образованиям, детально изученным на северном побережье залива. К западу от о-вов Виргини выявлен фрагмент более крупной гряды аналогичного простирания, поверхность которой осложнена более мелкими грядами.

Применение многолучевого эхолотирования позволило впервые для восточной части Финского залива установить, что поверхность большинства моренных поднятий осложнена мелкими прямолинейными либо изогнутыми в плане параллельными ритмично расположенными грядами высотой 1,5–2,0 м, шириной до 20 м и максимальной длиной (на вершинах плоских поднятий) до нескольких сотен метров. Указанные формы рельефа интерпретируются как морена Де Геера, широко распространенная в Финляндии и Швеции (в том числе на дне Ботнического залива). По существующим представлениям, морена Де Геера формируется при таянии ледника, непосредственно прилегающего к достаточно глубокому приледниковому озеру, причем направление гряд фиксирует положение края ледниковой лопасти.

По результатам проведенных исследований выявлены узкие линейные ложбины двух типов. Ложбины первого типа расположены по периферии подводных поднятий (банок), наиболее вероятно являясь результатом воздействия на дно придонных течений, действующих по контуру подводных возвышенностей и размывающих дно. Ложбины второго типа обладают прямолинейной формой и располагаются на выровненных поверхностях дна в бассейновых алевропелитовых газонасыщенных осадках. Генезис этих образований может быть связан с подводной разгрузкой газов либо с тектоническими нарушениями.

На поверхности моренных гряд, перекрытых ледниково-озерными отложениями, установлены кратеры округлой формы, диаметр которых достигает 100 м, глубина – 5 м. Анализ данных сейсмоакустического профилирования и проб-отбора позволяет исключить в качестве возможного механизма образования этих форм рельефа подводные газопроявления, а размер отобранных на склонах кратеров железомарганцевых конкреций, указывающий на их минимальный возраст около 1000 лет, – вероятность их техногенного происхождения. В качестве возможной гипотезы формирования кратеров могут рассматриваться процессы вытаивания блоков «мертвого льда» либо ледовое воздействие на ранних этапах существования приледниковых озер.

Исследования выполнены в рамках гранта РФФИ 19-05-00768 «Реконструкция процессов дегляциации впадины Финского залива (20 000–10 000 лет назад)». Анализ результатов сейсмоакустического профилирования осуществлен при поддержке гранта РНФ 17-77-20041 «Воздействие глобальных, региональных и субрегиональных природных факторов на развитие береговых морфосистем восточной части Финского залива, как среды обитания человека». Сбор и обработка данных многолучевого эхолота выполнялась в рамках госзадания ИО РАН (тема № 0149-2019-0013).

1. Амантов А. В. Геологическое строение подводных террас восточной части Финского залива и моделирование условий их формирования на послеледниковом этапе развития региона / А. В. Амантов, В. А. Жамойда, Д. В. Рябчук, М. А. Спиридонов, Т. В. Сапелко // Региональная геология и металлогения. – 2012. – № 50. – С. 15–27.

2. Амантов А. В., Амантова М. Г. Моделирование послеледникового развития района Ладожского озера и восточной части Финского залива // Региональная геология и металлогения. – 2017. – № 69. – С. 5–14.

3. Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря / гл. ред. О. В. Петров. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. – 78 с.

4. Буданов Л. М. Геоэкологическое районирование дна восточной части Финского залива / Л. М. Буданов, А. Ю. Сергеев, Д. В. Рябчук, В. А. Жамойда, В. И. Хориков // Региональная геология и металлогения. – 2019. – № 79. – С. 23–34.

5. Геология субаквальной части зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты. ВСЕГЕИ / М. А. Спиридонов, А. В. Амантов (ред.). – Л.: ВСЕГЕИ, 1989. – 128 с.

6. Геология Финского залива / под ред. А. Раукаса и Х. Хюваринена. – Таллинн: Изд-во АН Эстонии, 1992. – 422 с.

7. Жамойда В. А. Геолого-геоморфологические условия формирования пок-маков в восточной части Финского залива / В. А. Жамойда, Д. В. Рябчук, М. А. Спиридонов, А. Г. Григорьев, Н. В. Пименов, А. В. Амантов, Ю. П. Кропачев, И. А. Неевин // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 54. – С. 25–37.

8. Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. – Л.: Наука, 1975. – 278 с.

9. Колюбакин А. А. Применение комплекса геофизических методов для выявления опасных геологических процессов и явлений на шельфе моря Лаптевых / А. А. Колюбакин, С. Г. Миронюк, А. Г. Росляков, А. Е. Рыбалко, Я. Е. Терехина, М. Ю. Токарев // Инженерные изыскания. – 2016. – № 10–11. – С. 38–52.

10. Международная карта четвертичных отложений Европы масштаба 1 : 2 500 000 / ред. И. И. Краснов, К. Дюфорн, А. Вогерз (ред.). – Hanover, Germany: Nordkapp, UNESCO, 1971. – 3 л.

11. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). Версия 1.3. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017. – 169 с.

12. Приоритетные направления геологического изучения недр. По материалам 34-й сессии Международного геологического конгресса / науч. ред. О. В. Петров, Н. В. Милетенко. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2014. – 370 с.

13. Руководство пользователя RadExPro 2016.1 [Электронный ресурс]. – URL: http://radexpro.com/wpcontent/uploads/2016/09/RU_RadExPro2016.1_manual.pdf (дата обращения: 27.04.2021).

14. Субетто Д. А. Донные отложения озер. Палеолимнологические реконструкции. – СПб.: Изд-во РГПУ им. А. И. Герцена, 2009. – 344 с.

15. Bradwell T. The northern sector of the last British Ice Sheet: Maximum extent and demise / T. Bradwell, M. S. Stoker, N. R. Golledge, C. K. Wilson, J. W. Merritt, D. Long, J. D. Everest, O. B. Hestvik, A. G. Stevenson, A. L. Hubbard, A. G. Finlayson, H. E. Mathers // *Earth-Science Reviews*. – 2008. – Vol. 88 (3–4). – Pp. 207–226. – DOI: 10.1016/j.earscirev.2008.01.008

16. Breilin O. Geology of the Kvarken Archipelago / O. Breilin, A. Kotilainen, K. Nenonen, P. Virransalo, J. Ojalainen, C. -G. Stén. – Espoo: GTK, 2004. – 12 p.

17. Breilin O. The unique moraine morphology, stratotypes and ongoing geological processes at the Kvarken Archipelago on the land uplift area in the Western coast of Finland / O. Breilin, A. Kotilainen, K. Nenonen, M. Räsänen // *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 2005. – Vol. 40. – Pp. 97–111.

18. Diesing M. Mapping seabed sediments: Comparison of manual, geostatistical, object-based image analysis and machine learning approaches / M. Diesing, S. L. Green, D. Stephens, R. M. Lark, H. A. Stewart, D. Dove // *Continental Shelf Research*. – 2014. – Vol. 84. – Pp. 107–119. – DOI: 10.1016/j.csr.2014.05.004

19. Donner J. The Quaternary History of Scandinavia. – London, UK: Cambridge University Press, 1995. – 206 p.

20. Donner J. The Younger Dryas age of the Salpausselkä moraines in Finland // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. – 2010. – Vol. 82 (2). – Pp. 69–80. – DOI: 10.17741/bgsf/82.2.001

21. Dorschel B. On the Irish Seabed. Atlas of the Deep-Water Seabed / B. Dorschel, A. J. Wheeler, X. Monteys, K. Verbruggen. – London: Springer 2010. – 164 p. – DOI: 10.1007/978-90-481-9376-1_5

22. Glückert G. The First Salpausselkä at Lohja, southern Finland // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. – 1986. – Vol. 58 (1). – Pp. 45–55. – DOI: 10.17741/bgsf/58.1.003

23. Grigoriev A. G. Age and growth rates of ferromanganese concretions from the gulf of Finland derived from ²¹⁰Pb measurements / A. G. Grigoriev, V. A. Zhamoida, K. A. Gruzdov, R. S. Krymsky // *Oceanology*. – 2013. – Vol. 53. – Pp. 345–351. – URL: <https://doi.org/10.1134/s0001437013030041> (дата обращения: 21.03.2021).

24. Hang T., Kohv M. Glacial varves at Pärnu, southwestern Estonia: a local varve chronology and proglacial sedimentary environment // *GFF. Journal of the Geological Society of Sweden*. – 2013 – Vol. 135 (Pt. 1, September–De-

- ember). – Pp. 273–281. – DOI: <http://dx.doi.org/10.1080/11035897.2013.775598>
25. Harff J., Deng J. What Determines the Change of Coastlines in the Baltic Sea? // *Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East*. – 2017. – Pp. 15–35.
26. Kalm V. Pleistocene chronostratigraphy in Estonia, southeastern sector of the Scandinavian glaciation // *Quaternary Science Reviews*. – 2006. – Vol. 25. – Pp. 960–975. – URL: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.08.005> (дата обращения: 22.04.2021).
27. Karukäpp R., Raukas A. Deglaciation history // *Geology and mineral resources of Estonia*. – Tallinn, Estonia: Estonian Academy Publishers, 1997. – Pp. 263–267.
28. Kotilainen A. T., Kaskela A. M. Comparison of airborne LiDAR and shipboard acoustic data in complex shallow water environments: Filling in the white ribbon zone // *Marine Geology*. – 2017. – Vol. 385. – Pp. 250–259. – DOI: 10.1016/j.margeo.2017.02.005
29. Lecours V. A review of marine geomorphometry, the quantitative study of the seafloor / V. Lecours, M. F. J. Dolan, A. Micallef, V. L. Lucieer // *Hydrology and Earth System Sciences*. – 2016. – Vol. 20 (8). – Pp. 3207–3244. – DOI: 10.5194/hess-20-3207-2016
30. Ryabchuk D. Geomorphology and Late Pleistocene–Holocene Sedimentary Processes of the Eastern Gulf of Finland / D. Ryabchuk, A. Sergeev, A. Krek, M. Kapustina, E. Tkacheva, V. Zhamoïda, L. Budanov, A. Moskovtsev, A. Danchenkov // *Geosciences*. – 2018. – Vol. 8 (3) – 23 p. – DOI: 10.3390/geosciences8030102
31. Ryabchuk D. High-resolution geological mapping towards an understanding of post-glacial development and Holocene sedimentation processes in the eastern Gulf of Finland: an EMODnet Geology case study / D. Ryabchuk, A. Sergeev, V. Zhamoïda, L. Budanov, A. Krek, I. Neevin, E. Bubnova, A. Danchenkov, O. Kovaleva // *From Continental Shelf to Slope: Mapping the Oceanic Realm*. 2020. Geological Society, London, Special Publications, 505. – URL: <https://doi.org/10.1144/SP505-2019-127> (дата обращения: 15.03.2021).
32. Saarnisto M., Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian ice sheet from the Lake Onega basin to the Salpausselkä end moraines // *Global and Planetary Change*. – 2001. – Vol. 31. – Pp. 387–405. – URL: [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00131-X](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00131-X) (дата обращения: 07.03.2021).
33. Seafloor Geomorphology as Benthic Habitat. 2nd Edition. GeoHab Atlas of Seafloor Geomorphic Features and Benthic Habitats / P. Harris, E. Baker (eds.). – Elsevier Science. – 2019. – 1076 p.
34. Smelror M. Geology for society in Year 2058 – some down to Earth perspectives // *Geological Society of London. Special Publications*. – 2020. – Vol. 499. – Pp. 17–47. – URL: <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.c.4882428.v1> (дата обращения: 17.04.2021).
35. Spiridonov M. The quaternary deposits of the eastern Gulf of Finland / M. Spiridonov, D. Ryabchuk, A. Kotilainen, H. Vallius, E. Nesterova, V. Zhamoïda // *Geological Survey of Finland, Special Paper*. – 2007. – Vol. 45. – Pp. 7–19.
36. Submerged landscapes of the European continental shelf: Quaternary paleoenvironments / Flemming N. C., Harff J., Moura D., Burgess A., Bailey G. N. (eds.) – Hoboken, NJ: John Wiley & Sons, Inc., 2017. – 533 p.
37. Talviste P., Hang T., Kohv M. Glacial varves at the distal slope of Pandivere–Neva ice-Recessional formations in western Estonia // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. – 2012. – Vol. 84 (1). – Pp. 7–19. – DOI: 10.17741/bgsf/84.1.001
38. Todd B. J. De Geer moraines on German Bank, southern Scotian Shelf of Atlantic Canada // *Geological Society, London, Memoirs*. – 2016. – Vol. 46 (1). – Pp. 259–260. – DOI: 10.1144/m46.6
39. Uściniowicz Sz. Moreny De Geera na Ławicy Słupskiej – nowe dowody na subakwalną deglację obszaru południowego Bałtyku // *Stratigrafia Plejstocenu Polski: Abstracts of XVIII Konferencja Naukowo-Szkoleniowa*. – Stara Kiszewa, Poland, 5–9 września 2011. (In Polish).
40. Vassiljev J., Saarse L. Timing of the Baltic ice lake in the eastern Baltic // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. – 2013. – Vol. 85. – Pp. 9–18. – URL: <https://doi.org/10.17741/bgsf/85.1.001> (дата обращения: 03.02.2021).
41. Vassiljev J., Saarse L., Rosentau A. Palaeoreconstruction of the Baltic Ice Lake in the Eastern Baltic // *The Baltic Sea Basin*. – Berlin: Springer, Heidelberg, 2011. – Pp. 189–202. – URL: https://doi.org/10.1007/978-3-642-17220-5_9 (дата обращения: 05.02.2021).

1. Amantov A. V., Zhamoïda V. A., Ryabchuk D. V., Spiridonov M. A., Sapelko T. V. Geologicheskoe stroenie podvodnykh terras vostochnoy chasti Finskogo zaliva i modelirovaniye usloviy ich formirovaniya na poslednem etape razvitiya regiona [Geological structure of submarine terraces of the Eastern Gulf of Finland and modeling of their development on the last stage of geological history]. *Regional Geology and Metallogeny*, 2012, no. 50, pp. 15–27. (In Russian).

2. Amantov A. V., Amantova M. G. Modelirovaniye posleednikovogo razvitiya rayona Ladozhskogo ozera i vostochnoy chasti Finskogo zaliva [Modeling of postglacial development of Lake Ladoga and eastern part of the Gulf of Finland]. *Regional Geology and Metallogeny*, 2017, no. 69, pp. 5–14. (In Russian).

3. Atlas geologicheskikh i ekologo-geologicheskikh kart Rossiyskogo sektora Baltiyskogo morya [Atlas of geological and ecological-geological maps of the Russian sector of the Baltic Sea]. Chief editor O. V. Petrov. St. Petersburg, VSEGEI, 2010, 78 p.

4. Budanov L. M., Sergeev A. Yu., Ryabchuk D. V., Zhamoïda V. A., Khorikov V. I. Geoenvironmental zoning of the eastern Gulf of Finland bottom. *Regional Geology and Metallogeny*, 2019, no. 79, pp. 23–34. (In Russian).

5. Geologiya subakvalnoy chasti zony sochleneniya Baltiyskogo schita i Russkoy platformy [Geology of submerged part of transition zone between Baltic Shield and Russian Plate]. Eds.: M. A. Spiridonov, A. V. Amantov. Leningrad, VSEGEI, 1989, 128 p.

6. Geologiya Finskogo zaliva [Geology of the Gulf of Finland]. Eds.: A. Raukas and H. Huvarinen. Tallinn, Estonian Academy of Science, 1992, 422 p.

7. Zhamoïda V. A., Ryabchuk D. V., Spiridonov M. A., Grigoriev A. G., Pimenov N. V., Amantov A. V., Kropatchev Yu. P., Neevin I. A. Geologo-geomorfologicheskie usloviya formirovaniya pok-makov v vostochnoy chasti Finskogo zaliva [Geological and geomorphological factors of pock-marks' development in the Eastern Gulf of Finland]. *Regional Geology and Metallogeny*, 2013, no. 54, pp. 25–37. (In Russian).

8. Kvasov D. D. Pozdnechetvertichnaya istoriya krupnykh ozer i vnutrennikh morey Vostochnoy Evropy [Late Quaternary history of large lakes and inner seas of the Eastern Europe]. Leningrad, Nauka, 1975, 278 p.

9. Kolyubakin A. A., Mironyuk S. G., Roslyakov A. G., Rybalko A. E., Terekhina Ya. E., Tokarev M. Yu. Using a complex of geophysical methods to reveal dangerous geological processes and phenomena on the Laptev Sea shelf. *Engineering Survey*, 2016, no. 10–11, pp. 38–52. (In Russian).

10. Mezhdunarodnaya karta chetvertichnykh otlozheniy Evropy mashtaba 1 : 2 500 000 [International Map of Quaternary Deposits of Europe. Scale 1:2,500,000]. Eds.: I. I. Krasnov, K. Dyuform, A. Vogerz. Hanover, Germany, Nordkapp, UNESCO, 1971, Sheet 3.

11. Metodicheskoe rukovodstvo po sostavleniyu i podgotovke k izdaniyu listov Gosudarstvennoy geologicheskoy karty Rossiyskoy Federatsii mashtaba 1 : 1 000 000 (tret'ego pokoleniya). Versiya 1.3 [Methodological guidelines for the compilation and preparation for publication of sheets of the State Geological Map of the Russian Federation at a scale of

1:1,000,000 (third generation). Version 1.3]. St. Petersburg, VSEGEI, 2017. 169 p.

12. Prioritetnye napravleniya geologicheskogo izucheniya nedr. Po materialam 34 sessii Mezhdunarodnogo Geologicheskogo Kongressa [Priority directions of geological researches. After 24th session of International Geological Congress]. Eds.: O. V. Petrov, N. V. Militenko. St. Petersburg, VSEGEI, 2014. 370 p.

13. Rukovodstvo polzovatelya RadExPro 2016.1 [Manual RadExPro 2016.1], available at: http://radexpro.com/wp-content/uploads/2016/09/RU_RadExPro2016.1_manual.pdf (accessed 27 April 2021).

14. Subetto D. A. Donnye otlozheniya ozer. Paleolimnologicheskiye rekonstruktsii [Bottom sediments of lakes. Palaeolimnological reconstructions]. St. Petersburg, 2009, 344 p.

15. Bradwell T., Stoker M. S., Gollidge N. R., Wilson C. K., Merritt J. W., Long D., Everest J. D., Hestvik O. B., Stevenson A. G., Hubbard A. L., Finlayson A. G., Mathers H. E. The northern sector of the last British Ice Sheet: Maximum extent and demise. *Earth-Science Reviews*, 2008, 88 (3–4), pp. 207–226. DOI: 10.1016/j.earscirev.2008.01.008

16. Breilin O., Kotilainen A., Nenonen K., Virransalo P., Ojalainen J., Stén C.-G. *Geology of the Kvarken Archipelago*, Espoo, GTK, 2004, 12 p.

17. Breilin O., Kotilainen A., Nenonen K., Räsänen M. The unique moraine morphology, stratotypes and ongoing geological processes at the Kvarken Archipelago on the land uplift area in the Western coast of Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 2005, vol. 40, pp. 97–111.

18. Diesing M., Green S. L., Stephens D., Lark R. M., Stewart H. A., Dove D. Mapping seabed sediments: Comparison of manual, geostatistical, object-based image analysis and machine learning approaches. *Continental Shelf Research*, 2014, vol. 84, pp. 107–119. DOI: 10.1016/j.csr.2014.05.004

19. Donner J. *The Quaternary History of Scandinavia*. London, UK: Cambridge University Press, 1995, 206 p.

20. Donner J. The Younger Dryas age of the Salpausselkä moraines in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 2010, vol. 82 (2), pp. 69–80. DOI: 10.17741/bgsf/82.2.001

21. Dorschel B., Wheeler A. J., Monteys X., Verbruggen K. *On the Irish Seabed. Atlas of the Deep-Water Seabed*. London, Springer, 2010, 164 p. DOI: 10.1007/978-90-481-9376-1_5

22. Glückert G. The First Salpausselkä at Lohja, southern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 1986, vol. 58 (1), pp. 45–55. DOI: 10.17741/bgsf/58.1.003

23. Grigoriev A. G., Zhamoida V. A., Gruzdov K. A., Krymsky R. S. Age and growth rates of ferromanganese concretions from the gulf of Finland derived from ^{210}Pb measurements. *Oceanology*, 2013, vol. 53, pp. 345–351, available at: <https://doi.org/10.1134/s0001437013030041> (accessed 21 March 2021).

24. Hang T., Kohv M. Glacial varves at Pärnu, southwestern Estonia: a local varve chronology and proglacial sedimentary environment. *GFF. Journal of the Geological Society of Sweden*, 2013, vol. 135 (Pt. 1, September–December), pp. 273–281. DOI: <http://dx.doi.org/10.1080/11035897.2013.775598>

25. Harff J., Deng J. What Determines the Change of Coastlines in the Baltic Sea? *Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East*, 2017, Pp. 15–35.

26. Kalm V. Pleistocene chronostratigraphy in Estonia, southeastern sector of the Scandinavian glaciation. *Quaternary Science Review*, 2006, vol. 25, pp. 960–975, available at: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.08.005> (accessed 22 April 2021).

27. Karukäpp R., Raukas A. Deglaciation history. *Geology and mineral resources of Estonia*. Tallinn, Estonia, Estonian Academy Publishers, 1997, pp. 263–267.

28. Kotilainen A. T., Kaskela A. M. Comparison of airborne LiDAR and shipboard acoustic data in complex shallow water environments: Filling in the white ribbon zone. *Marine Geology*, 2017, vol. 385, pp. 250–259. DOI: 10.1016/j.margeo.2017.02.005

29. Lecours V., Dolan M. F. J., Micallef A., Lucieer V. L. A review of marine geomorphometry, the quantitative study of the seafloor. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2016, vol. 20 (8), pp. 3207–3244. DOI: 10.5194/hess-20-3207-2016

30. Ryabchuk D., Sergeev A., Krek A., Kapustina M., Tkacheva E., Zhamoida V., Budanov L., Moskovtsev A., Danchenkov A. Geomorphology and Late Pleistocene–Holocene Sedimentary Processes of the Eastern Gulf of Finland. *Geosciences*, 2018, vol. 8 (3), 23 p. DOI: 10.3390/geosciences8030102

31. Ryabchuk D., Sergeev A., Zhamoida V., Budanov L., Krek A., Neevin I., Bubnova E., Danchenkov A., Kovaleva O. High-resolution geological mapping towards an understanding of post-glacial development and Holocene sedimentation processes in the eastern Gulf of Finland: an EMODnet Geology case study. *From Continental Shelf to Slope: Mapping the Oceanic Realm*. 2020. Geological Society, London, Special Publications, 505, available at: <https://doi.org/10.1144/SP505-2019-127> (accessed 15 March 2021).

32. Saarnisto M., Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian ice sheet from the Lake Onega basin to the Salpausselkä end moraines. *Global and Planetary Change*, 2001, vol. 31, pp. 387–405, available at: [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00131-X](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00131-X) (accessed 07 March 2021).

33. Harris P., Baker E. (eds.). *Seafloor Geomorphology as Benthic Habitat. 2nd Edition. GeoHab Atlas of Seafloor Geomorphic Features and Benthic Habitats*. Elsevier Science. 2019. 1076 p.

34. Smelror M. Geology for society in Year 2058 – some down to Earth perspectives. *Geological Society of London. Special Publications*, 2020, vol. 499, pp. 17–47, available at: <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.c.4882428.v1> (accessed 17 April 2021).

35. Spiridonov M., Ryabchuk D., Kotilainen A., Vallius H., Nesterova E., Zhamoida V. The quaternary deposits of the eastern Gulf of Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 2007, vol. 45, pp. 7–19.

36. Flemming N. C., Harff J., Moura D., Burgess A., Bailey G. N. (eds.). *Submerged landscapes of the European continental shelf: Quaternary paleoenvironments*. Hoboken, NJ: John Wiley & Sons, Inc., 2017, 533 p.

37. Talviste P., Hang T., Kohv M. Glacial varves at the distal slope of Pandivere–Neva ice–Recessional formations in western Estonia. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 2012, vol. 84 (1), pp. 7–19. DOI: 10.17741/bgsf/84.1.001

38. Todd B. J. De Geer moraines on German Bank, southern Scotian Shelf of Atlantic Canada. *Geological Society, London, Memoirs*, 2016, vol. 46 (1), pp. 259–260. DOI: 10.1144/m46.6

39. Uścińowicz Sz. Moreny De Geera na Ławicy Słupskiej nowe dowody na subakwalną deglacjację obszaru południowego Bałtyku. *Stratigrafia Plejstocenu Polski: Abstracts of XVIII Konferencja Naukowo-Szkoleniowa*, Stara Kiszewa, Poland, 5–9 września 2011. (In Polish).

40. Vassiljev J., Saarse L. Timing of the Baltic ice lake in the eastern Baltic. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 2013, vol. 85, pp. 9–18, available at: <https://doi.org/10.17741/bgsf/85.1.001> (accessed 03 February 2021).

41. Vassiljev J., Saarse L., Rosentau A. Palaeoreconstruction of the Baltic Ice Lake in the Eastern Baltic. *The Baltic Sea Basin*, Berlin. Springer, Heidelberg, 2011, pp. 189–202, available at: https://doi.org/10.1007/978-3-642-17220-5_9 (accessed 05 February 2021).

Рябчук Дарья Владимировна – канд. геол.-минерал. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <Daria_Ryabchuk@vsegei.ru>
Сергеев Александр Юрьевич – канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотр., ВСЕГЕИ¹. <Alexander_Sergeev@vsegei.ru>
Жамойда Владимир Александрович – канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотр., ВСЕГЕИ¹.
 <Vladimir_Zhamoida@vsegei.ru>

Петров Евгений Олегович – канд. геол.-минерал. наук, директор, центр Морской геологии, литогеодинимики и минерализации осадочных бассейнов ВСЕГЕИ¹. <Evgeniy_Petrov@vsegei.ru>

Буданов Леонид Михайлович – канд. геол.-минерал. наук, вед. инженер, ВСЕГЕИ¹. <Leonid_Budanov@vsegei.ru>

Крек Александр Владимирович – науч. сотрудник, ИО РАН². <av_krek_ne@mail.ru>

Бубнова Екатерина Сергеевна – канд. географ. наук, науч. сотрудник, ИО РАН². <bubnova.kat@gmail.com>

Данченко Александр Романович – мл. науч. сотрудник, ИО РАН². <aldanchenkov@mail.ru>

Неевин Игорь Александрович – зам. зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <Igor_Neevin@vsegei.ru>

Ковалёва Ольга Анатольевна – науч. сотр., ВСЕГЕИ¹. <Olga_Kovaleva@vsegei.ru>

Ryabchuk Dar'ya Vladimirovna – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department, VSEGEI¹.
 <Daria_Ryabchuk@vsegei.ru>

Sergeev Aleksandr Yur'evich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, VSEGEI¹.
 <Alexander_Sergeev@vsegei.ru>

Zhamoida Vladimir Aleksandrovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI¹.
 <Vladimir_Zhamoida@vsegei.ru>

Petrov Evgeniy Olegovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Director, Centre of marine geology, lithogeodynamics and metallogeny of sedimentary basins, VSEGEI¹. <Evgeniy_Petrov@vsegei.ru>

Budanov Leonid Mikhailovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Engineer, VSEGEI¹.
 <Leonid_Budanov@vsegei.ru>

Krek Aleksandr Vladimirovich – Researcher, IO RAS². <av_krek_ne@mail.ru>

Bubnova Ekaterina Sergeevna – Candidate of Geographical Sciences, Researcher, IO RAS². <bubnova.kat@gmail.com>

Danchenkov Aleksandr Romanovich – Junior Researcher, IO RAS². <aldanchenkov@mail.ru>

Neevin Igor' Aleksandrovich – Deputy Head of the Department, VSEGEI¹. <Igor_Neevin@vsegei.ru>

Kovaleva Ol'ga Anatol'evna – Researcher, VSEGEI¹. <Olga_Kovaleva@vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106.

А. П. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, Russia, 199106.

² Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН. Нахимовский пр., 36, Москва, Россия, 117997.

Institute of Oceanology im. P. Shirshov of the Russian Academy of Sciences (IO RAS). 36 Nahimovskiy pr., Moscow, Russia, 117997.