

УДК 551.462

СОВРЕМЕННЫЕ И РЕЛИКТОВЫЕ СЛЕДЫ АЙСБЕРГОВОЙ ЭКЗАРАЦИИ ДНА БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ

© 2023 г. С. В. Мазнев^{1, 2}, О. В. Кокин^{1, 2, *}, В. В. Архипов^{1, 2}, А. В. Баранская^{1, 2}

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: osip_kokin@mail.ru

Поступила в редакцию 26.05.2022 г.

После доработки 20.07.2022 г.

Принята к публикации 16.09.2022 г.

В работе систематизированы и обобщены опубликованные сведения о параметрах и районах распространения современных и реликтовых айсберговых борозд выпаживания (или плуг-марок), а также о максимально возможных размерах и районах дрейфа современных айсбергов в Баренцевом и Карском морях. По имеющимся в открытом доступе батиметрическим данным впервые проведен анализ “пропускной способности” акваторий перед современными ледниками. На основании обобщенных и установленных фактов методом экспертной оценки определены районы наиболее вероятного распространения современных айсберговых воздействий на дно. Данная работа имеет актуальность как с фундаментальной точки зрения, так и для определения современных предельных глубин айсберговых воздействий на дно Баренцева и Карского морей, что имеет важное значение для обеспечения геоэкологической безопасности всех видов деятельности на шельфе.

Ключевые слова: ледовая экзарация, ледово-экзарационные процессы, айсберговые воздействия на дно, борозды ледового выпаживания, плуг-марки, безопасность инженерных сооружений

DOI: 10.31857/S0030157423010112, EDN: AGLYER

ВВЕДЕНИЕ

На настоящий момент зафиксировано значительное количество следов воздействия дрейфующих ледяных образований на дно морей западного сектора Российской Арктики. Эти сведения получены в ходе ряда экспедиций российских и зарубежных научно-исследовательских судов [7, 18–20, 23–27, 30–32, 34, 46, 53–55]. Сведения не имеют обзорного и обобщающего характера в масштабах Баренцева и Карского морей, а чаще всего представляют собой частные свидетельства былых или современных событий. Ледово-экзарационные борозды (также известные как “борозды ледового выпаживания” и “плуг-марки”) обнаружены на разных глубинах, различаются по своему строению, морфометрическим параметрам и происхождению. Остается неясным, когда были сформированы те или иные борозды, каков механизм их формирования, созданы они в результате айсберговых воздействий или при участии морского льда. Также непроработанными остаются вопросы особенностей накопления разновозрастных борозд на одном участке дна, скорости их разрушения, осадконакопления в них, захоронения этих форм рельефа.

В связи с этим, цель данной работы – систематизировать и обобщить опубликованные к настоящему времени сведения о параметрах и районах распространения современных и реликтовых айсберговых борозд выпаживания, а также о максимально возможных размерах и районах дрейфа современных айсбергов Баренцева и Карского морей. Впервые получена общая картина современных и былых воздействий, создана соответствующая схема. Также впервые проведена оценка реальных глубин современных айсберговых воздействий для морей западного сектора Российской Арктики. Для оценки максимально возможных глубин взаимодействий айсбергов с дном в исследуемом регионе впервые проведен анализ “пропускной способности” акваторий перед современными ледниками по имеющимся в открытом доступе батиметрическим данным. На основании обобщенных и установленных фактов методом экспертной оценки определены районы наиболее вероятного распространения современных айсберговых воздействий на дно. Данная работа имеет актуальность как с фундаментальной точки зрения, так и с практической: для определения современных предельных глубин айсберговых воздействий в Баренцевом и Карском морях, что имеет важное значение для обеспечения гео-

экологической безопасности всех видов деятельности на шельфе, включая строительство и эксплуатацию добывающих платформ, терминалов и подводных трубопроводов для нефтегазовой отрасли и эксплуатацию Северного морского пути [24].

РАЙОН РАБОТ

В настоящей работе рассматривается морфология, происхождение и механизмы формирования айсберговых борозд на дне западно-арктических морей России – Баренцева и Карского.

Около четверти берегов *Баренцева моря* – фронты спускающихся в море ледников Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) и Новой Земли, при этом здесь наблюдается самый большой айсберговый сток в Российской Арктике. В то же время, за последние десятилетия в связи с изменениями климата на некоторых участках отмечается значительная деградация выводных ледников. Баренцево море – шельфовое, глубины в его пределах не превышают 600 м при средней глубине около 200–250 м. В южной части Баренцева и Печорском морях (юго-восточная часть Баренцева) преобладают глубины до 100–150 м и выровненный рельеф. В центральной и северной частях моря выделяется ряд банок и возвышенностей с глубинами до 50–100 м, а также трогов и желобов с глубинами до 500–600 м при средних глубинах около 300–400 м [28]. На составе современных осадков сказывается незначительный привнос материала с реками. Из крупных рек в Баренцево море впадает лишь Печора, осадки которой отлагаются преимущественно в пределах Печорской губы. Берега всего Баренцева моря при этом, чаще всего, сложены скальными породами. В результате, скорость осадконакопления незначительна. В южной части Баренцева моря поверхность дна сложена преимущественно песчаным материалом, местами огрубленным. В северной части моря на поверхности дна преобладают илистые осадки, опесчаненные на возвышенностях в центральной и северной частях моря. Примесь грубообломочного материала связана с ледовым разносом.

Проникновение теплого Нордкапского течения из Атлантического океана приводит к тому, что Баренцево море даже в самые суровые зимы не покрывается полностью морским льдом. Наибольшее развитие ледяного покрова достигается в апреле. В последние годы наметилась тенденция увеличения ледовитости в зимний период (ноябрь–февраль) и уменьшения в весенний и летний периоды, при этом тенденции к уменьшению общей ледовитости не наблюдалось [9]. Припай развит слабо, наибольшей площади достигает в закрытых акваториях [5]. В акватории преобладают местные однолетние дрейфующие льды толщиной до 70–150 см. Частые подвижки льда под

действием ветра, течений и приливов приводят к интенсивному торошению. В зимнее время (октябрь–апрель) дрейф льда направлен к северным окраинам, где при встречном потоке из Северного Ледовитого океана и Карского моря имеют место сильные сжатия. В теплое время года (май–август) дрейф направлен на юг [5]. Максимальная осадка килей стамух и торосов юго-восточной части Баренцева моря – района с их максимальным развитием – оценивается не более, чем 18 м [15].

Для обрамляющей суши *Карского моря* характерно почти повсеместное распространение многолетнемерзлых пород, берега материковой части сложены дисперсными отложениями. Карское море – шельфовое, преобладают глубины 50–100 м, максимальные глубины – чуть более 600 м. В южной части, с юго-запада на северо-восток протягивается обширная равнина с глубинами, не превышающими 150 м. Вдоль Новой Земли протягивается Новоземельский трог с глубинами до 450 м, к северу от Новой Земли – трог Святой Анны с глубинами до 620 м. Также в северной части моря находятся Центральная-Карская возвышенность с глубинами 70–250 м и трог Воронина (глубже 270 м). По сравнению с Баренцевым Карское море получает значительное количество осадочного материала, приходящего со стоком Оби, Таза, Енисея и других более мелких рек, а также при размыве берегов в результате термоабразии. Дно мелководий и возвышенностей покрыто преимущественно песками и песчаными илами, в трогах преобладают илы.

Близость Атлантического океана смягчает полярный морской климат Карского моря незначительно, т.к. Новая Земля существенно ограничивает перенос теплых воздушных и водных масс. Течения образуют круговорот в юго-западной части с последующим выносом Обь-Енисейским течением в северную часть моря. В Карском море припай занимает значительные площади по сравнению с Баренцевым. Ледяной покров сохраняется в течение большей части года (с октября по май), однако в последние десятилетия отмечается значительное сокращение площади распространения льдов, особенно в летне-осенний период. Максимальное развитие припая наблюдается в мае и может достигать 20% всей акватории. При этом 80% припая располагается в северо-восточной части моря, где присутствуют многочисленные небольшие острова, и лишь 20% – в юго-западной, где толщина ровного припая достигает, в среднем 140–160 см (максимум – 180–200 см) [9]. Максимальная осадка килей стамух и торосов в Карском море не превышает 28 м [15].

Особенности палеогеографии района исследования. В течение плейстоцена Баренцево-Карский регион подвергался значительным колебаниям климата, что, по наиболее распространенной точ-

ке зрения, приводило к формированию ледниковых щитов на шельфе и крупных архипелагах [43, 44, 46, 56]. К примеру, на Шпицбергене насчитывается как минимум восемь полномасштабных оледенений [58]. Наибольшего распространения ледниковые щиты достигали в московское время (МИС 6, около 140 тыс. л.н.), перекрывая Баренцево и Карское моря целиком и выходя на плато Ермак к северу от Шпицбергена [56]. В течение последнего ледникового максимума (МИС 2, около 20 тыс. л.н.) центрами оледенения и поступления льда на Баренцево-Карский шельф были как Скандинавские горы, так и архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля, в то время как Северная Земля, по большей части, была свободна ото льда. Имеется предположение, что существовали центры оледенения и на современном шельфе Карского и Баренцева морей [56], однако отсутствие достаточного количества подтверждений фактическим материалом не позволяет достоверно утверждать их наличие [44]. В то же время, обнаруженные в окраинных частях Баренцева моря и выводных трогах (Медвежинский, Св. Анны и др.) ледниковые формы рельефа позволяют реконструировать движение краевых частей ледника из центров последнего оледенения [44], несмотря на неопределенность времени их формирования.

Для изучения районов формирования айсберговых борозд во время распада ледниковых щитов критически важно определение соотношения глубины акваторий на этот момент и мощностей краевой части ледников и, соответственно, айсбергов. Глобальный (эвстатический) уровень океана во время максимума последнего оледенения был примерно на 120 м ниже современного [59], и затем с разной скоростью повышался до современного с возможным небольшим максимумом в середине голоцена. В то же время, относительный уровень моря со времени последнего оледенения изменялся в разных частях региона по-разному, в зависимости от того, как эвстатический рост уровня моря накладывался на гляциоизостатические и тектонические движения суши [38].

Под ледниковой нагрузкой поверхность земной коры на Кольском полуострове и архипелагах Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля прогибалась, за счет чего относительный уровень моря во время последнего ледникового максимума здесь был выше современного. Во время дегляциации и освобождения Баренцево-Карского шельфа ото льда происходил компенсационный гляциоизостатический подъем литосферы, что вызывало падение относительного уровня моря, поскольку скорости гляциоизостатического поднятия суши превышали эвстатический рост уровня моря. В то же время, юго-восточная часть Баренцева моря и большая часть Карского моря была свободна ото льда, и компенсационного под-

нятия не происходило, поэтому здесь уровень моря повышался, как и среднемировой, благодаря притоку воды от тающих ледниковых щитов [38]. Изменения относительного уровня моря для районов, где отсутствуют данные о поднятых или затопленных береговых линиях, обычно оцениваются в соответствии с объемами льда в ледниках в прошлом [46, 52], реже — с их максимальной мощностью, однако определение мощности льда в краевой части ледника с приемлемой точностью затруднительно. Таким образом, для времени дегляциации основного ледникового щита определить возможную мощность айсбергов и глубину моря в районе их формирования пока не представляется возможным.

В то же время Х. Паттон и др. [52] утверждают, что около 12 тыс. л. н. (поздний дриас) глубина Баренцева моря превышала современную на 50–150 м. В этом случае большая часть моря имела глубины до 350 м, а желоба — до 800 м. К этому времени глобальный уровень моря поднялся на 60 м и был на 60 м ниже современного [59], а ледниковые покровы сократились практически до размеров современных. Таким образом, основная дегляциация Баренцево-морского покрова и массовое образование айсбергов происходило с 18–17 тыс. л.н. до 13 тыс. л.н. [52]. Затем в течение голоцена уровень моря постепенно повышался, пока не достиг современного около 5 тыс. л.н. [41], в противовес ему действовало гляциоизостатическое поднятие. На шельфе Карского моря уровень, вероятно, непрерывно рос с максимума последнего оледенения и в течение всего голоцена [38].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В ходе исследования из опубликованных источников (научных статей, монографий, тезисов выступлений на конференциях) были собраны и проанализированы материалы по местонахождению и параметрам ледово-экзарационных борозд на дне Баренцева и Карского морей, а также по размерам современных айсбергов и траекториям их дрейфа. Материалы по рельефу дна собраны различными организациями на различной аппаратуре, включающей многолучевые эхолоты, гидролокаторы бокового обзора и сейсмоакустические профилографы.

Информация из опубликованных источников о местонахождении и параметрах ледово-экзарационных борозд была собрана в базу данных, включающую в себя следующие характеристики:

- Район, в котором зафиксированы борозды, координаты
- Источник информации
- Глубина моря, на которой обнаружены формы
- Их морфологическое описание

— Параметры форм: длина, ширина, глубина, ориентировка

— Предполагаемый возраст форм

Для оценки предельно возможной осадки айсбергов, которые могут оказаться в открытой акватории Баренцева и Карского морей при допущении, что выводные ледники могут достигать мощности в несколько сотен метров, был проведен анализ батиметрических данных перед фронтами выводных ледников на топографических картах, имеющих в открытом доступе на ресурсах по российской части района исследования [62] и по Шпицбергену [61].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ДИСКУССИЯ

Критерии классификации борозд. Разработка критериев для разделения борозд на современные и реликтовые и на айсберговые и ледово-морские возможна только в региональном контексте с учетом вышеизложенных гидрометеорологических (включая ледово-морские) и палеогеографических условий. На настоящий момент существует несколько работ, рассматривающих критерии разделения борозд на дне Баренцева и Карского морей на современные и реликтовые [19, 24, 54], при этом единства взглядов на эту проблему нет, а критерием всегда выступает глубина, реже – морфология. А. Солхейм [54] считал, что современные айсберги не воздействуют на дно на глубинах более 100 м, тем не менее, предполагая возможность “недавнего” происхождения борозд на глубине 120–130 м. С.Л. Никифоров и др. [24] вслед за [1] оценивают максимальную глубину современных айсберговых воздействий в районе 120–140 м, указывая на “палеогеографическое” происхождение борозд на глубине около 300 м. С.Г. Миронюк и др. [19] полагают, что современные борозды обнаружены на глубинах до 180 м.

Дополнительным критерием при отнесении борозд, находящихся на спорных глубинах, к современным или реликтовым должна выступать морфология. Так, С.Г. Миронюк и др. [19] утверждают, что современные борозды имеют четкие очертания и V-образный поперечный профиль, тогда как реликтовые – плавные очертания и U-образный профиль. Такого же мнения придерживается и А.Е. Рыбалко с соавторами [34], объясняя сглаживание процессами эрозии и седиментации. Таким образом, к современным бороздам однозначно относятся борозды на глубинах до 180 м с четкой морфологией, а к реликтовым – на глубинах более 180 м с плавной морфологией. Остальные случаи должны рассматриваться индивидуально.

Одним из ключевых критериев разделения ледово-экзарационных борозд на современные и реликтовые является максимально возможный

размер подводной части (глубина осадки) дрейфующих ледяных образований (в том числе айсбергов), встречающихся в акватории морей в настоящее время. Определение даже средних размеров подводной части айсбергов затруднительно, так как дистанционно можно измерить лишь плановые размеры, а при визуальном обследовании определяется высота надводной части айсберга. Известны классические представления о соотношении надводной и подводной частей айсберга при гидростатическом уравнивании. Оно зависит от различных параметров, в первую очередь – от формы айсберга и изменяется от 1 : 7 для столообразных айсбергов до 1 : 1 для разрушающихся крылообразных айсбергов [6], в среднем составляет 1 : 4 [1]. Тем не менее, определить с помощью этих соотношений размеры подводной части, зная размеры надводной, с достаточной точностью невозможно, можно только получить грубую оценку. Кроме того, максимально возможный размер айсбергов, свободно дрейфующих в открытом море, определяется мощностью льда на фронте выводного ледника и батиметрией акватории (или ее “пропускной способностью”), в которую он спускается. Даже при толщине льда 200 м многие акватории перед фронтом ледника оказываются мелководнее и задерживают айсберги на мели.

На настоящий момент работ, предлагающих четкие критерии для разделения борозд на айсберговые и ледово-морские в Баренцево-Карском регионе, не существует. Опять же, наиболее используемым критерием выступает глубина. С.А. Огородов [30] считает, что на глубинах более 50 м борозды не могут образовываться без участия обломков айсбергов. Описывая ледяные образования, которыми могут быть созданы борозды, С. Лесет и др. [48] говорят, что между однолетним, многолетним торосом и айсбергом в природе существует значительное пересечение по размерам, что затрудняет классификацию. Так, например, айсберги, проникавшие в Байдарацкую губу [51] с глубинами менее 20 м, могли оставлять следы на глубинах современного воздействия торосов на дно. Таким образом, критерии классификации борозд остаются не разработанными. На основании собранных и полученных сведений методом экспертной оценки были определены основные районы потенциальных современных айсберговых воздействий на дно глубины более 50 м.

Распространение борозд. Воздействия ледяных образований на дно давно изучаются в мировой науке [16, 24, 30, 39, 42, 47, 60]. Одни из первых исследований ледово-экзарационного рельефа в Баренцево-Карском регионе были проведены А. Солхеймом с соавторами [55] на банке Персей. К северо-западу от Шпицбергена в 1989–1990 гг. П. Фогтом с соавторами [57] попутно с палеотектоническими исследованиями были обнаружены

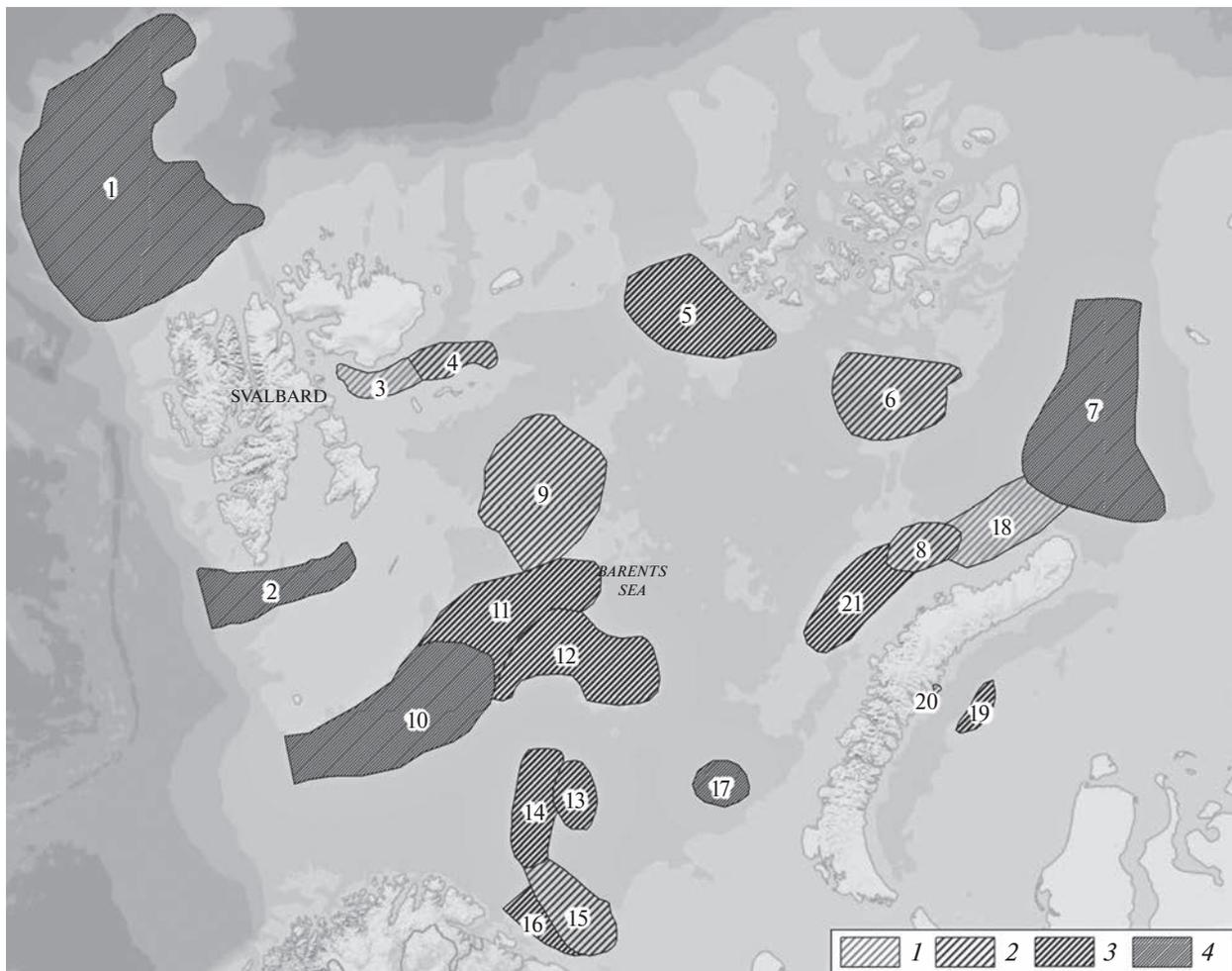


Рис. 1. Районы обнаружения форм айсберговой экзарации в Баренцево-Карском регионе. Борозды на глубинах: 1 – менее 100 м, 2 – 100–200 м, 3 – 200–300 м, 4 – более 300 м. На схеме обозначены цифрами (источник): 1 – плато Ермак [57], 2 – Стур-фьорд [7], 3 – южный шельф Северо-Восточной Земли [54], 4 – шельф Земли Короля Карла [7], 5 – западный шельф ЗФИ [7], 6 – Альбановский участок (Северо-Восточное плато) [19], 7 – трог Св. Анны [53], 8 – Варнекский участок [19], 9 – банка Персея [40, 55], 10 – Медвежинский желоб [40], 11 – желоб Персея [40], 12 – Центральная возвышенность [40], 13 – свод Федынского [20], 14 – банки Тиддли и Тор-Айверсен [40], 15 – Мурманская банка [19, 40], 16 – Кольский желоб [32], 17 – Штокмановский участок [18, 19], 18 – плато Литке [18], 19 – склон Новоземельского желоба [34], 20 – заливы Степового, Цивольки, Ога, Седова, Благополучия [33], 21 – Адмиралтейский вал [18].

экзарационные борозды на плато Ермак. Затем Л. Поляк и др. [53] сообщили о находке айсберговых борозд в трог Св. Анны. Начиная с 2000-х гг. как российскими, так и зарубежными исследователями был проведен ряд экспедиций, в том числе связанных с освоением недр в регионе, зафиксировавших следы воздействий на дно ледяных образований в различных районах Баренцева и Карского морей [7, 10, 18–20, 23–28, 30–34, 40, 51].

По возрасту борозды могут быть разделены на современные и реликтовые, причем к последним можно отнести борозды, сформированные в период дегляциации последнего ледникового щита (до 12 тыс. л.н.) и в послеледниковое время до установления современного уровня моря (до 5 тыс. л.н.). Таким образом, к современным бороздам мы относим борозды, возрастом менее

5 тыс. лет. На одном участке дна могут встречаться разновозрастные борозды. Тем не менее, так как определение возраста борозд не проводилось до настоящего времени, возраст формирования не может выступать критерием для классификации борозд.

По результатам анализа данных из литературных источников была создана классификация борозд по глубинам, соответствующим условиям их формирования (рис. 1):

- 1) менее 100 м (шельфовые мелководья и банки);
- 2) 100–200 м (Центральная возвышенность Баренцева моря, склоны прибрежных шельфовых мелководий и банок);
- 3) 200–300 м (в основном желоба, низменности Центральной части Баренцева моря и склоны, примыкающие к ним);

4) более 300 м (наиболее глубокие части желобов и шельфа).

Борозды на глубинах до 100 м считаются современными айсберговыми или ледово-морскими плуг-марками, которые отмечены вблизи Шпицбергена [55] и Новой Земли [18, 31]. Они имеют V-образный или корытообразный (U-образный) поперечный профиль, с четкими границами и хорошо сохранившимися бортовыми валиками. В заливах Новой Земли они приурочены к сравнительно узкой полосе берегового склона.

Глубина борозд в диапазоне глубин моря 100–200 м изменяется от 0.5 до 15 м, ширина также сильно разнится (от 15 до 240 м), длина не превышает первых километров [7, 19, 53, 55]. Форма поперечного сечения борозд V-образная, на бортах борозд отложения практически отсутствуют, а в тальвеге накапливаются глинистые осадки [19]. Формы айсберговых воздействий ориентированы хаотично, и большая их часть сформирована, скорее всего, в послеледниковое время [53].

Для борозд на глубинах моря 200–300 м характерна глубина до 10 м, в среднем – 3–4 м, и длина в несколько километров [7, 18, 20, 32, 34, 53]. Ширина форм очень сильно разнится. На шельфе ЗФИ максимальная ширина достигает 30–40 м, а в желобе Персея и на Центральной возвышенности может достигать 400 м. Борозды ориентированы в основном хаотично, т.е. отсутствуют доминирующие направления. Они имеют U-образную форму, что обусловлено заполнением осадками первоначально V-образных борозд [34]. Их хаотичная ориентировка может свидетельствовать о формировании вдали от края ледникового щита свободно плавающими айсбергами, но ориентированные борозды формировались вблизи края ледника во время дегляциации [40].

Борозды на глубинах более 300 м, вероятнее всего, были сформированы в момент распада ледникового щита [7, 18, 19, 40, 53], и последующий подъем уровня моря сделал невозможным айсберговые воздействия в этих районах. Борозды имеют глубину от 2 до 20 м, в среднем – около 5 м, среднюю ширину порядка 100 м и длину до 25 км. Несмотря на сложную форму борозд (спирале- и дугообразная и т.п.), они ориентированы преимущественно с ВСВ на ЗЮЗ (с СВ на ЮЗ). Часть борозд имеет большую ширину (до 300 м) и плоское дно, также распространены борозды, созданные многокилевыми айсбергами. Эти факты позволяют считать, что борозды были сформированы в непосредственной близости от ледникового щита во время его распада [40].

Максимально возможные размеры айсбергов. Определению максимально возможной осадки айсбергов в Баренцево-Карском регионе посвящен ряд работ [1, 12, 21, 22]. Исследования показывают основные размеры продуцируемых айс-

бергов в Баренцевом и Карском морях и их осадку, которую оценивают по известным параметрам надводной части, аппроксимируя форму подводной части формой определенных геометрических тел [21]. По отдельным оценкам, средняя величина осадки айсбергов (исключая обломки и куски) составляет 50 м [1]. В районе ЗФИ для айсбергов, находящихся в дрейфе, она составляет в среднем 63 м, максимально – 115 м [12]. По одним расчетам, максимальная осадка айсбергов в Баренцевом море может составлять 137 м [1], по другим – 116 м [21]. Согласно данным редких измерений, большая часть айсбергов имеет осадку от 40 до 80 м при среднем значении 49 м и максимальном 81 м [21]. Максимальная осадка айсбергов, сидящих на мели в районе ЗФИ, составила 180 м, тогда как максимальная осадка дрейфующих айсбергов оценивается в 200 м [15]. Г.Г. Матишов [17] считает, размер подводной части айсбергов в Арктике может достигать 250 м. Существуют свидетельства существования современных борозд выплывания на глубинах до 180 м [19], однако возраст борозд пока не определен. Более ранние источники говорят о максимальной осадке в 80–85 м [37]. Таким образом, максимальная осадка современных айсбергов в Баренцево-Карском регионе составляет не более 180–200 м, а средняя – около 50 м.

Оценка пропускной способности акваторий.

В ходе анализа батиметрических данных перед фронтами выводных ледников на топографических и навигационных картах, имеющихся в открытом доступе, были получены следующие результаты, представленные по районам формирования айсбергов.

Шпицберген (Баренцево море). Большинство ледников, выводящих айсберги со Шпицбергена в акваторию Баренцева моря, имеют у своего фронта глубины до 50 м, а некоторые из них – 20–30 м. Это относится как к открытым в сторону моря берегам, так и глубоко врезанным фьордам. Перед некоторыми довольно крупными ледниками Стурфьорда (Васильевбреен, Хамбергбреен, Томсонбреен, Ричардсбреен, Нордсуссельбреен), пролива Хинлопенстретет (Молткебреен, Хунбреен, Алтарвеген, Вайгаттбреен, Хинлопенбреен) и Северо-Восточной Земли (Фразербреен, Алдоусбреен) батиметрические данные отсутствуют, самая минимальная изобата, ограничивающая их, соответствует 100 м. Перед ледником Брагебреен (Северо-Восточная Земля) также отсутствуют батиметрические данные, однако мористее имеется узкий проход (шириной 600–700 м) между изобатами 100 м. Теоретически, это дает возможность выхода в открытое море айсбергам с максимальной осадкой более 100 м при наличии соответствующих глубин перед фронтом ледника, однако, в таком случае айсберги могут продолжить дрейф только в сторону арктического бас-

сейна к северу от Шпицбергена, а не в Баренцево море.

Наибольшие глубины характерны для юго-восточного берега Северо-Восточной Земли (Восточное ледяное поле) и для пролива Хинлопенстретет (ледник Хохштеттербреен), где глубины достигают 70–85 м, увеличиваясь в сторону моря. В верховьях Стур-фьорда есть ледники с глубиной моря у фронта до 75 м (ледник Петерманн-бреен) и до 130 м (ледник Негрибреен). Однако мористее находится область с сильно пересеченным рельефом дна и глубинами 50–100 м. Поэтому выход в открытое море айсбергов с максимальной осадкой более 100 м здесь невозможен, а с максимальной осадкой 50–100 м — сильно затруднен. Имеется только одно место на Северо-Восточной Земле (бухта Хартогбукта), где изобата 100 м разрывается и уходит под фронт Восточного ледяного поля, глубина здесь достигает 125 м, а ширина прохода не превышает 3.5 км. Стоит отметить, что данный район имеет низкую детальность батиметрической съемки, и изобаты здесь показаны пунктиром.

Таким образом, даже при наличии необходимой мощности ледники Шпицбергена не могут быть источником айсбергов, дрейфующих в Баренцево море, с максимальной осадкой более 100–125 м. Вероятнее всего, осадка айсбергов не может превышать 70–85 м, а в большинстве случаев она составляет менее 50 м.

Земля Франца-Иосифа (Баренцево море). На архипелаге ЗФИ имеются как отмелые, так и приглубые ледяные берега в примерно равных соотношениях. Наиболее глубокие отметки (от 150 до 200–300 м) наблюдаются у фронта небольших безымянных выводных ледников на Земле Георга (залиты Дерюгина, Аспирантов и Грей; бухты Ширшова и Смита), о. Джексона (пролив Бака; мыс Мираз в проливе Итальянский), о. Солсбери (мыс Безбородова в проливе Родса; проливы Ермак и Брауна), о. Циглера (пролив Родса; мыс Скользящий в проливе Бута; напротив о. Угольной Копи), о. Чамп (проливы Ермак, Кука и Брауна), о. Луиджи (проливы Кука и Брауна; бухта Бурке), о. Брюса (пролив Бейтса), Земле Александры (бухты Скворцова и Курникова) и о. Ева-Лив (пролив Сарса).

Максимальные глубины у крупных выводных ледников находятся в диапазоне 100–150 м: Земля Вильчека (ледники Знаменитый, Стремительный и Молочный; залив Персей), о. Мак-Клинтока (ледник Симони в проливе Негри), о. Галля (пролив Негри; залив Гидрографов; бухта Суrowая; ледник Сонклар), о. Солсбери (ледник Восточный/мыс Воронина), о. Гукера (ледник Елены), о. Винер-Нейштадт (ледник Форбса), Земля Александры (ледники Вустер и Пайера). Важно отметить, что, несмотря на узость проливов, в подав-

ляющей части имеются достаточные глубины (более 300 м) для свободного выхода из них — мелководные банки и пороги на выходе из проливов отсутствуют.

Таким образом, теоретически, ЗФИ может быть источником дрейфующих айсбергов с максимальной осадкой до 300 м при наличии соответствующей мощности льда. Однако наиболее крупные ледники, которые могли бы формировать самые большие айсберги, спускаются в акватории с глубинами до 150 м. Поэтому можно предположить, что максимальная осадка айсбергов ЗФИ чаще всего не превышает 150 м. Хотя стоит допускать, что может появиться айсберг с осадкой до 200 м и более, например, при ситуации, когда от фронта небольшого выводного ледника отколется блок с горизонтальными размерами, превышающими толщину ледника, и перенесется на 90 градусов.

Новая Земля (Баренцево море). Более половины выводных ледников баренцевоморского берега Новой Земли имеют глубины у прифронтальной части не более 50 м. Еще около трети продуцируют айсберги в акватории глубиной менее 100 м, но либо на выходе из залива имеются пороги с меньшей глубиной, либо акватории ограничены островами или узкими выходами через мелководные участки и банки. Наиболее перспективны с точки зрения отдаления крупных айсбергов ледники Иностранцева, Павлова, Броунова и Шокальского. Максимальные глубины на их фронте достигают 100–150 м, и при этом выход из акватории открыт или имеется лишь незначительное уменьшение глубин на пороге.

Новая Земля (Карское море). В южной части карского побережья архипелага ледники выходят к морю в верховьях длинных, узких и извилистых фьордов. В средней части фьордов или на выходе из них часто встречаются препятствия для прохождения крупных айсбергов в виде группы островов, сильно пересеченного рельефа и порогов на дне глубиной менее 100 м. Наибольшая пропускная способность этих фьордов достигает 100–150 м (ледник Полисадова).

В северной части карского побережья архипелага ледники выходят к морю на открытом побережье. Здесь максимальная пропускная способность акватории перед ледниками ограничена глубинами 50–100 м (ледники Розе, Вершинского, Мощный, Кропоткина).

Северная Земля (Карское море). Ледяные берега в районе Северной Земли со стороны Карского моря и о. Ушакова отмелые. Глубина акватории у фронта ледниковых куполов составляет в большинстве случаев менее 50 м (часто — менее 20 м), максимальная — не более 100 м (ледники Университетский, Академии Наук). И только в двух фьордах о. Большевик перед выводными ледни-

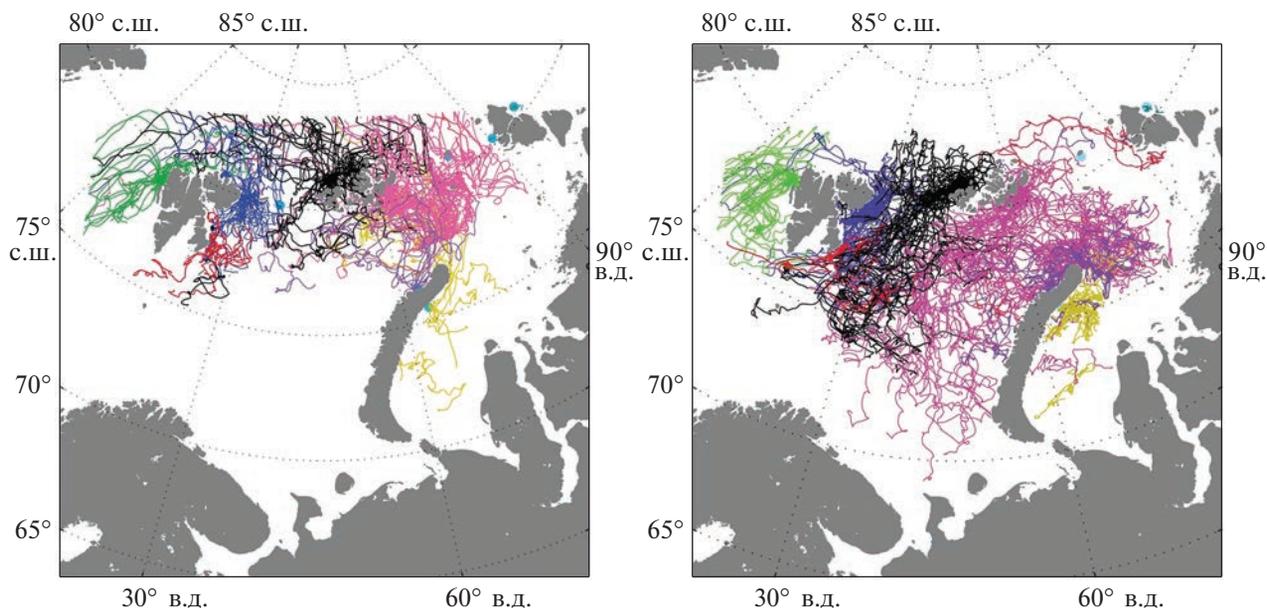


Рис. 2. Траектории дрейфа айсбергов, моделированные для лет с минимальным (2000 г., слева) и максимальным (2003 г., справа) распространением айсбергов [45].

ками ледникового купола Семенова-Тян-Шанского отмечается максимальная пропускная способность акватории, которая достигает 180–200 м во фьорде Спартак и 200–250 м во фьорде Тельмана.

Дрейф айсбергов. Наблюдения за дрейфом айсбергов Баренцева моря с 1933 г. были обобщены В.А. Абрамовым [37]. Он показал, что до 1990 г. ежегодно образовывалось около 3500 айсбергов, большинство из которых таяло неподалеку от района образования. Вслед за Н.Н. Зубовым [8] В.А. Абрамов выделяет два района с максимальной концентрацией айсбергов: Шпицбергенская и Центральная банки. Наиболее южного положения айсберги достигают в январе–мае. В целом показано [37], что айсберги в Баренцевом море в основном дрейфуют в районе 75°–80° с.ш., редко достигая более южных широт. Тем не менее, отмечены неоднократные случаи проникновения айсбергов к северному побережью Скандинавии и другим районам у 71° с.ш. В Карском море отмечались проникновения айсбергов в Байдаракскую губу [51].

В последнее время большое внимание уделяется моделированию направлений дрейфа айсбергов в Баренцево-Карском регионе [2, 3, 45, 49, 50]. По результатам моделирования, основанного на натуральных наблюдениях дрейфа айсбергов, И. Кегуш и др. [45] выполнили наиболее полный обзор возможных траекторий дрейфа айсбергов в Баренцевом и Карском морях (рис. 2). Они подтвердили наиболее вероятное распространение дрейфа айсбергов севернее 75° с.ш.

Районы потенциального воздействия. Важной задачей является определение районов потенциальных современных воздействий айсбергов на дно. Толщина льда на фронте выводного ледника определяет осадку откалывающегося айсберга. Но для дальнейшего свободного дрейфа айсберга необходимы глубины, превышающие осадку айсберга на всем протяжении залива. Кроме того, акватория не должна быть закрыта припайными льдами, а прижимные ветра должны отсутствовать. Определение толщины ледника на фронте по-прежнему остается сложной задачей, для арктических ледников существуют лишь некоторые оценки. Например, по данным радиолокационной съемки средняя толщина прифронтальной части отдельных ледников Карского побережья Новой Земли следующая: ледник Рождественского – 63 м, ледник Вершинского – 104 м и ледник Розе – 119 м [14]. В то же время пропускная способность акватории перед ледниками Розе и Вершинского не превышает 100 м, а перед ледником Рождественского – 50 м. Таким образом, если принять, что среднее соотношение высоты айсберга к его осадке 1 : 4, то айсберги максимальной мощности этих ледников находятся на пределе максимальной пропускной способности акватории перед ними.

Другим фактором, препятствующим свободному дрейфу айсбергов, является ледовая обстановка. Так, около 85% исследованных айсбергов у берегов Северной Земли [4] находились в припае. При этом айсберги могут переходить из разряда дрейфующих в зажатые в припай вместе со льдом или отдельно от него. Наиболее вероятен выход



Рис. 3. Схема наиболее вероятных современных айсберговых воздействий Баренцева и Карского морей. Кружочками показаны основные источники айсбергов: большие – для крупнейших айсбергов, мелкие – для остальных. Жирные стрелки показывают основные направления дрейфа (по [45]), тонкие стрелки – основные морские течения (по [36]). Клетчатая штриховка – наиболее вероятные айсберговые воздействия, косая – менее вероятные.

айсбергов в акваторию моря в конце лета – осенью, во время освобождения акватории ото льда. Наиболее дальних точек от места своего формирования они достигают через полгода в январе – мае. Из всего этого следует, что подавляющее большинство современных воздействий айсбергов на дно в Баренцево-Карском регионе происходит поблизости от мест формирования айсбергов.

Однако некоторые айсберги проникают в открытую акваторию морей. По оценке [13], большая часть крупных айсбергов, дрейфующих по акватории Баренцева моря, была сформирована на ЗФИ, редко – на Новой Земле. Вероятно, это связано с “пропускной способностью” акваторий на пути дрейфа айсбергов. Айсберги, сформированные на ЗФИ, проходят у ее берегов над глубинами до 300 м, на Новой Земле – до 150 м. Это позволяет крупным айсбергам уходить в открытое море, не задерживаясь в береговой зоне. Для крупных айсбергов, сформированных у ЗФИ, наиболее вероятен дрейф в юго-западном направлении. Здесь айсберги могут воздействовать на дно и садиться на мель на Шпицбергенском мелководье, Шпицбергенской банке, банке Персея и Центральной возвышенности. Айсберги из восточной части ЗФИ дрейфуют к югу, юго-во-

стоку и востоку, где могут экзарировать дно Северо-Восточного плато, плато Литке, Адмиралтейского вала, Гусиной банки и Центрально-Карской возвышенности. Айсберги, образовавшиеся на западном берегу Новой Земли, дрейфуют вдоль нее преимущественно на север, и могут формировать борозды выпахивания на Адмиралтейском валу, плато Литке, Центрально-Карской возвышенности. Айсберги ледников Шпицбергена воздействуют на дно Шпицбергенского мелководья.

Считается, что ледники, спускающиеся в акваторию Карского моря, не продуцируют крупных айсбергов. Так, от ледника Вершинского возможен откол айсберга осадкой порядка 100 м, а типичная осадка крупных продуцируемых айсбергов составляет 60 м [35]. От мест образования айсберги восточного берега Новой Земли дрейфуют восточнее лишь в небольшом секторе Карского моря (рис. 3). Глубины, на которых айсберги с максимальной осадкой могут воздействовать на дно, есть только на банках в районе 74°–75° с.ш., 63°–65° в.д., за Новоземельским желобом. Однако, известны факты захода айсбергов в Байдарацкую губу в 1932 и 2007 гг. [51]. Айсберги Северной Земли и о. Ушакова могут дрейфовать вдоль кромки

многолетних льдов, при этом пропахивая отдельные участки Центрально-Карской возвышенности.

Ранее показаны случаи экстремально южного появления айсбергов. Такие айсберги могут быть как бывшими крупными айсбергами, так и мелкими айсбергами, дрейфу которых способствовали специфические условия. Они могут оставлять экзарационные борозды вдоль побережья юго-восточной части Баренцева моря, в Байдарацкой губе, на входе в Обскую и Гыданскую губы, Енисейский залив.

Одним из факторов, способных повлиять на распространение айсберговых воздействий, является климат. Его изменения за последние 5 тыс. лет, то есть при стабильном уровне моря, могли повлиять на размер айсбергов и их осадку, направления ветров и циркуляцию вод. На этот период частично пришелся голоценовый оптимум (от 7 до 3 тыс. л.н.) с наиболее высокими температурами. Как известно [11], ледники чутко реагируют на колебания климата, при потеплении снижается толщина выводных ледников, с ней снижается вероятность продукции айсбергов максимальных размеров, т.е. уменьшается максимальная глубина пропашки. На фоне последующих незначительных колебаний климата, период с 3 тыс. лет можно считать оптимальным для формирования крупных айсбергов и борозд выпаживания. Потепление климата последнего времени приводит к снижению размеров айсбергов и уменьшению площадей потенциального воздействия на дно Баренцева и Карского морей.

На настоящий момент мы можем оперировать лишь данными о зафиксированных бороздах выпаживания на дне Баренцева и Карского морей. Выше обозначены районы потенциального распространения современных борозд. Но по всей акватории морей, там, где они не были зафиксированы, возможно распространение реликтовых борозд. Учитывая преобладающие глубины морей, наиболее вероятно обнаружение послеледниковых борозд (на глубине 100–200 м) – в Карском море, позднеледниковых и послеледниковых борозд – в Баренцевом море (на глубине более 200 м). В прибрежных частях акваторий распространены современные айсберговые и, чаще, ледово-морские борозды выпаживания [30].

Кроме того, стоит отметить такой фактор, как сохранность ледово-экзарационных борозд. Хуже всего они сохраняются в прибрежных обстановках до глубин волнового воздействия. Например, в Байдарацкой губе Карского моря это глубина порядка 10–12 м [10]. Другой процесс, влияющий на внешний облик борозд – осадконакопление. По данным В.Ю. Русакова и др. [33], скорость современной седиментации в Карском море составляет от 1 мм/год на склонах желобов и транзитных зонах побережий до 10 мм/год на “иловых

банках” и в эстуариях. Учитывая значительно меньший привнос осадочного вещества в Баренцево море, ожидаемая скорость осадконакопления здесь ниже. Микрорельеф морского дна, такой как борозды выпаживания, с течением времени теряет резкость черт, постепенно покрываясь плащом морских отложений. С этим может быть связано различие в морфологии борозд: V-образные борозды обнаружены лишь среди современных и послеледниковых борозд (на глубинах до 200 м). За время, прошедшее с позднего ледниковья, первоначально V-образные формы успели заполниться осадками и стать U-образными. При таких скоростях осадконакопления, как в Карском море, на заполнение осадками двухметровой борозды потребовалось бы от 200 до 2000 лет, тем не менее, есть основания полагать, что и в Карском море есть борозды старше 2000 лет. Возможно, имеет место изменение скорости седиментации [29] и уплотнение осадка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обнаруженные в Баренцевом и Карском морях формы айсберговых воздействий на дно располагаются в разных батиметрических диапазонах, отвечая этапам эволюции ледниково-морской среды в регионе. Каждому диапазону глубин соответствует определенный облик айсберговых борозд и предполагаемый возраст. Тем не менее, оценки возраста пока остаются на качественном уровне и требуют подтверждения датировками отложений.

В Баренцевом море на настоящий момент известно значительно большее количество районов, затронутых ледово-экзарационными процессами, чем в Карском. С одной стороны, это может объясняться большим количеством ледниковых покровов в районе Баренцева моря в прошлом и настоящем, разным распределением глубин, большей заносимостью (худшей сохранностью) форм в Карском море, а также различием в режимах ледяного покрова, ограничивающем дрейф айсбергов в Карском море и дающем больше свободы в Баренцевом. Однако, с другой стороны, Карское море остается менее изученным. Поэтому для подтверждения или опровержения вывода о меньшем развитии здесь следов ледовой экзарации по сравнению с Баренцевым морем, необходимо дополнительное изучение шельфа Карского моря особенно в его редко посещаемых районах.

К современным бороздам следует относить хорошо выраженные борозды на глубинах до 180 м, а к реликтовым – сглаженные на глубинах более 180 м. При этом максимальная глубина 180 м для пропашки современными айсбергами объясняется пропускной способностью акваторий у фронтов ледников. В реальности глубины в таких акваториях, как правило, меньше. Меньше, чаще все-

го, и толщина ледников на фронте, что делает экзарацию на глубине 180 м очень маловероятной. Большая часть айсбергов, дрейфующих в Баренцевом море, формируется на ЗФИ, реже — на Новой Земле, что также связано с низкой пропускной способностью акваторий других районов. Расположение наиболее вероятных районов современных воздействий зависит от направления дрейфа и рельефа дна. Они расположены к югу и юго-востоку от Шпицбергена, а также между ЗФИ и Новой Землей. Припайные льды и мелководность акваторий у фронтов выводных ледников способствуют тому, что наиболее подвержены современной айсберговой экзарации именно прибрежные районы. В то же время, вероятно, по всей акватории Баренцева и Карского морей распространены реликтовые борозды: в Баренцевом море на глубинах более 200 м — поздние и послеледниковые борозды; в Карском море на глубинах 100–200 м — послеледниковые борозды.

Источники финансирования. Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20038).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бузин И.В., Глазовский А.Ф., Гудошников Ю.П. и др. Айсберги и ледники Баренцева моря: исследования последних лет. Часть 1. Основные продуцирующие ледники, распространение и морфометрические особенности айсбергов // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2008. № 1 (78). С. 66–80.
2. Бузин И.В., Глазовский А.Ф., Гудошников Ю.П. и др. Айсберги и ледники Баренцева моря: исследования последних лет. Часть 2. Дрейф айсбергов по натурным данным и результатам моделирования и вероятностные оценки рисков столкновения айсберга с гидротехническим сооружением // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2008. № 1 (78). С. 81–89.
3. Бычкова И.А., Смирнов В.Г. Использование спутниковой информации для обнаружения айсбергов и оценки айсберговой угрозы // *Лед и Снег*. 2018. Т. 58. № 4. С. 537–551.
4. Бычкова И.А., Смирнов В.Г. Изучение дрейфа айсбергов у побережья Северной Земли весной 2018 г. с помощью спутниковой информации // *Лед и Снег*. 2019. Т. 59. № 3. С. 377–387.
5. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 280 с.
6. Давыдов Л.К., Дмитриева А.А., Конкина Н.Г. Общая гидрология. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 462 с.
7. Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю. и др. Строение зоны перехода континент–океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24–26-го рейсов НИС “Академик Николай Стрехов”, 2006–2009 гг.) // *Строение и история развития литосферы* / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: Paulsen, 2010. С. 111–157.
8. Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Изд-во Главсевморпути, 1944. 360 с.
9. Изменчивость природных условий в шельфовой зоне Баренцева и Карского морей / Под ред. А.И. Данилова, Е.У. Миронова, В.А. Спичкина. СПб.: ААНИИ, 2004. 432 с.
10. Кокин О.В., Кона-Овдиенко Н.В., Пвецинский А.С. Микрорельеф дна Байдарацкой губы и его динамика // *Вести газовой науки*. 2013. № 3 (14). С. 92–96.
11. Котляков В.М., Глазовский А.Ф., Фролов И.Е. Оледенение в Арктике. Причины и следствия глобальных изменений // *Вестник Российской Академии Наук*. 2010. Т. 80. № 3. С. 225–234.
12. Кубышкин Н.В., Андреев О.М., Бородулин В.В. и др. Экспедиционные исследования айсбергов и ледников западного сектора российской Арктики по программе международного полярного года (2007–2008 гг.) // *Труды ЦНИИ им. акад. А.Н. Крылова*. 2010. № 51. С. 169–180.
13. Кубышкин Н.В., Бузин И.В., Скутин А.А. К вопросу определения районов образования больших баренцевоморских айсбергов по распределению температуры в их толще // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2008. № 1 (78). С. 134–142.
14. Лаврентьев И.И., Глазовский А.Ф., Сальман А.Л. Толщина льда и айсберговый сток выводных ледников Новой Земли по данным радиолокационного зондирования // *Международная научно-практическая конференция Георадар*, 2019. С. 11–15.
15. Ледяные образования морей Западной Арктики / Под ред. Е.К. Зубакина. СПб.: ААНИИ, 2006. 272 с.
16. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
17. Матишов Г.Г. Мировой океан и оледенение Земли. М.: Мысль, 1987. 270 с.
18. Миронюк С.Г., Иванова А.А. Микро- и мезорельеф гляциального шельфа Западно-Арктических морей в свете новых данных // *Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода*. 2018. № 76. С. 41–58.
19. Миронюк С.Г., Иванова А.А., Колобакин А.А. Экстремальные глубины современного ледового выпавания на шельфе северо-восточной части Баренцева моря // *Российские полярные исследования*. 2018. № 1. С. 12–14.
20. Мороз Е.А., Зарайская Ю.А., Сухих Е.А. и др. Рельеф и строение верхней части осадочного чехла в районе свода Федынского по акустическим данным // *Вестник московского университета. Серия 5. География*. 2020. № 2. С. 82–91.
21. Наумов А.К. Морфометрические характеристики ледяных образований Баренцева моря. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук. СПб. 2010. 24 с.
22. Наумов А.К., Скутина Е.А. Методики оценки параметров ледяных образований // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2019. Т. 65. № 1. С. 77–91.
23. Никифоров С.Л., Ананьев Р.А., Дмитриевский Н.Н. и др. Геолого-геофизические исследования в морях Северного Ледовитого океана в 41-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Николай

- Страхов” в 2019 г. // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 2. С. 334–336.
24. Никифоров С.Л., Ананьев Р.А., Либина Н.В. и др. Ледовая экзарация на Арктическом шельфе России // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 3. С. 466–468.
 25. Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Ананьев Р.А. и др. Комплексные исследования в морях Западной Арктики в 49-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в 2020 году // *Океанология*. 2021. Т. 61. № 3. С. 498–500.
 26. Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Ананьев Р.А. и др. Исследования в Баренцевом и Карском морях в 52-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” // *Океанология*. 2022. Т. 62. № 3. С. 499–501.
 27. Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Дмитриевский Н.Н. и др. Исследования в 38-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Николай Страхов” в Баренцевом море // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 5. С. 885–887.
 28. Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Кошель С.М., Лобковский Л.И. Морфоструктурный анализ и типизация рельефа шельфа // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 2. С. 285–292.
 29. Новичкова Е.А., Рейхард Л.Е., Белыев Н.А. и др. Изменение условий седиментации на севере Восточно-Новоземельского желоба в антропоцене // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 5. С. 762–780.
 30. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. М.: Изд-во Московского университета, 2011. 173 с.
 31. Пронин А.А., Римский-Корсаков Н.А., Сурин М.Н. Ледовая экзарация в Карском море, регистрируемая с помощью гидролокатора бокового обзора // Труды всероссийской конференции “Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики”. 2016. № 13. С. 414–415.
 32. Разуваева Е.И., Зинченко А.Г. Новые данные о мезорельефе дна Кольского желоба (Баренцево море) // *Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии*, Москва, 12–16 ноября 2007 г. Т. IV. М.: ГЕОС, 2007. С. 155–157.
 33. Русаков В.Ю., Борисов А.П., Соловьева Г.Ю. Скорости седиментации (по данным изотопного анализа ^{210}Pb и ^{137}Cs) в разных фациально-генетических типах донных осадков Карского моря // *Геохимия*. 2019. Т. 64. № 11. С. 1158–1174.
 34. Рыбалко А.Е., Миронюк С.Г., Росляков А.Г. и др. Новые признаки покровного оледенения в Карском море: мегамасштабная ледниковая линейность в Восточно-Новоземельском желобе // *Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России*. 2020. Вып. 7. С. 175–181.
 35. Сочнев О.Я., Корнишин К.А., Тарасов П.А. и др. Исследование ледников Российской Арктики для обеспечения айсберговой безопасности работ на шельфе // *Нефтяное хозяйство*. 2018. № 10. С. 92–97.
 36. Уралов Н.С. Об адвективной составляющей теплового баланса южной половины Баренцева моря // *Труды ГОИН*. 1961. Вып. 55. С. 3–20.
 37. Abramov V.A. Russian icebergs observations in the Barents Sea, 1933–1990 // *Polar Research*. 1992. V. 11 (2). P. 93–97.
 38. Baranskaya A.V., Khan N.S., Romanenko F.A. et al. A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast // *Quaternary Science Reviews*. 2018. V. 199. P. 188–205.
 39. Barnes P.W., Rearic D.M., Reimnitz E. Ice gouging characteristics and processes // *The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments* / P.W. Barnes, D.M. Schell, E. Reimnitz (Eds.). Orlando, Florida: Acad. Press Inc., 1984. P. 185–212.
 40. Bjarnadóttir L.R., Winsborrow M.C.M., Andreassen K. Deglaciation of the central Barents Sea // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 92. P. 208–226.
 41. Dittmers K.H., Niessen F., Stein R. Acoustic facies on the inner Kara Sea Shelf: implications for late Weichselian to Holocene sediment dynamics // *Marine Geology*. 2008. V. 254 (3–4). P. 197–215.
 42. Dowdeswell J.A., Villinger H., Whittington R.J., Marienfeld P. Iceberg scouring in Scoresby Sund and on the East Greenland continental shelf // *Marine Geology*. 1993. V. 111 (1–2). P. 37–53.
 43. Grosswald M.G. Late Weichselian ice sheets of northern Eurasia // *Quaternary Research*. 1980. V. 13 (1). P. 1–32.
 44. Jakobsson M., Andreassen K., Bjarnadóttir L.R. et al. Arctic Ocean glacial history // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 92. P. 40–67.
 45. Keghouche I., Counillon F., Bertino L. Modeling dynamics and thermodynamics of icebergs in the Barents Sea from 1987 to 2005 // *Journal of Geophysical Research*. 2010. V. 115. C12062. P. 1–14.
 46. Lambeck K., Yokoyama Y., Johnston P., Purcell, A. Global ice volumes at the last Glacial Maximum // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. V. 181. P. 513–527.
 47. Larsen E., Kjær K.H., Demidov I.N. et al. Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia // *Boreas*. 2006. V. 35. P. 394–424.
 48. Løset S., Shkhinek K.N., Gudmestad O.T., Høyland K.V. Actions from ice on arctic offshore and coastal structures. St. Petersburg: Publisher “LAN”. 2006. 272 p.
 49. Marchenko A., Diansky N., Fomin V. Modeling of icebergs drift in the marginal ice zone of the Barents Sea // *Applied Ocean Research*. 2019. V. 88. P. 210–222.
 50. Marchenko A., Kulyakhtin A., Eil K. Icebergs drift in the Barents Sea: data analysis of ice tracking buoy and numerical simulations // *Proceedings of 20th IAHR International Symposium on Ice*. Lahti, Finland. 2010. P. 1–19.
 51. Ogorodov S., Arkhipov V., Kokin O. et al. Ice effect on coast and seabed in Baydaratskaya Bay, Kara Sea // *Geography, Environment, Sustainability*. 2013. V. 03 (06). P. 32–50.
 52. Patton H., Hubbard A., Andreassen K. et al. Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex // *Quaternary Science Reviews*. 2017. V. 169. P. 148–172.
 53. Polyak L., Forman S.L., Herlihy F.A. et al. Late Weichselian deglacial history of the Svyataya (Saint) Anna Trough, northern Kara Sea, Arctic Russia // *Marine Geology*. 1997. V. 143. P. 169–188.

54. *Solheim A.* Depth-Dependent Iceberg Plough Marks in the Barents Sea // *Glaciated Continental Margins / Davies T.A. et al. (Eds.). Dordrecht: Springer, 1997. P. 138–139.*
55. *Solheim A., Milliman J.D., Elverhøi A.* Sediment distribution and sea-floor morphology of Storbanken: implications for the glacial history of the northern Barents Sea // *Canadian Journal of Earth Sciences. 1988. V. 25 (4). P. 547–556.*
56. *Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al.* Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 1229–1271.*
57. *Vogt P.R., Crane K., Sundvor E.* Deep Pleistocene iceberg plowmarks on the Yermak Plateau: sidescan and 3.5 kHz evidence for thick calving ice fronts and a possible marine ice sheet in the Arctic Ocean // *Geology. 1994. V. 22. P. 403–406.*
58. *Vorren T.O., Landvik J.Y., Andreassen K., Laberg J.S.* Glacial History of the Barents Sea Region // *Developments in Quaternary Sciences. 2011. V. 15. P. 361–372.*
59. *Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E. et al.* Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records // *Quaternary Science Reviews. 2002. V. 21. P. 295–305.*
60. *Woodworth-Lynas C.M.T., Simms A., Rendell C.M.* Iceberg grounding and scouring on the Labrador Continental Shelf // *Cold Regions Science and Technology. 1985. V. 10 (2). P. 163–186.*
61. <https://toposvalbard.npolar.no/>.
62. <https://www.marshruty.ru/Maps/>.

Modern and Relict Evidence of the Iceberg Scouring at the Bottom of the Barents and Kara Seas

S. V. Maznev^{a, b}, O. V. Kokin^{a, b, #}, V. V. Arkhipov^{a, b}, A. V. Baranskaya^{a, b}

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: osip_kokin@mail.ru*

The article systematizes and summarizes published data on the parameters and distribution areas of modern and relict iceberg scours (or plough marks), as well as on the maximum possible sizes and drift areas of modern icebergs in the Barents and Kara Seas. According to the open-source bathymetric data, for the first time the analysis of “throughput” of the waters in front of modern glaciers was carried out. Based on summarized and established facts, areas of the most likely distribution of modern iceberg effects on the bottom are determined by the method of expert assessment. This work is relevant both from a fundamental point of view and for determining the current depths limits of iceberg scouring at the bottom of the Barents and Kara Seas, which is important for ensuring the geocological safety of all kinds of activities on the sea shelf.

Keywords: ice gouging, ice scouring, iceberg-seabed interaction, ice scours, iceberg plough marks, safety of engineering structures