

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи

Григорьева Светлана Дмитриевна

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ОБРАЗ ОЗЁР АНТАРКТИЧЕСКИХ ОАЗИСОВ

Научная специальность 1.6.9. Геофизика

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
кандидат геолого-минералогических наук
М.П. Кашкевич

Санкт-Петербург

2023

Оглавление

Введение.....	4
Глава 1. Общая характеристика изучаемых объектов и явлений.....	11
1.1. Прорывные паводки ледниковых озёр: общие сведения.....	13
1.2. Опасные гидрологические объекты и явления антарктических оазисов.....	15
1.3. Оазис Холмы Ларсеманн: краткая характеристика основного района работ	21
Глава 2. Обоснование геофизических методов исследования.....	25
2.1. Характеристика исследуемых сред	25
2.2. Метод георадиолокации: особенности при исследовании гляциологических объектов ...	29
2.3. Метод естественного электрического поля: применение в задачах гидрогеофизики.....	34
Глава 3. Применение метода георадиолокации для выявления скрытых подлёдных водоёмов..	38
3.1. Разработка методики: открытие подлёдной части крупного озера Прогресс	39
3.1.1. Озеро Прогресс: общая характеристика и изученность	39
3.1.2. Предпосылки к доизучению озера Прогресс и методика работ	41
3.1.3. Результаты работ	43
3.2. Апробация методики.....	48
3.2.1. Провал в западной части ледника Долк.....	48
3.2.2. Озеро принца Евгения: малый подледниковый водоём	51
3.3. Частный случай: картирование уреза воды озёр, покрытых мощным озёрным льдом частично или полностью	57
3.3.1. Многолетний сухой озёрный лёд.....	57
3.3.2. Обводнённый озёрный лёд.....	59
3.4. Озеро Антарес: пример водоёма с двойным типом ледяного покрова.....	61
3.5. Промежуточные выводы	66
Глава 4. Строение перемычек прорывоопасных озёр по данным георадиолокации.....	69
4.1. Установление общих закономерностей: снежно-ледовые перемычки озёр Прогресс и Дискашн	69
4.1.1. Описание участков работ	69
4.1.2. Методика работ	71
4.1.3. Основные результаты	72

4.2. Оценка сохранности старых каналов прорыва: пример озера ЛН-73	76
4.3. Канал, образующийся при прорыве путём перелива через борт ледяной плотины: каскад озёр Болдер и Ледяное	82
4.4. Промежуточные выводы	86
Глава 5. Геофизический мониторинг состояния снежно-ледовых перемычек прорывоопасных озёр: пример озера Прогресс	88
5.1. Методика работ	88
5.2. Результаты работ	91
5.2.1. Метод георадиолокации	91
5.2.2. Метод естественного электрического поля	96
5.3. Промежуточные выводы	101
Заключение	103
Список литературы	104

Введение

Наличие гидрографической сети – неотъемлемая черта антарктических оазисов. Преобладающим типом водных объектов оазисов являются непромерзающие озёра, разнообразные по морфометрическим характеристикам, типу питания, водному, термическому, ледовому, гидрохимическому режимам. Интерес к их изучению, в первую очередь, лежит в области фундаментальной науки: расположенные в уникальных природных обстановках, эти водоёмы являются средой обитания специфической флоры и фауны; их донные осадки позволяют исследовать климатические и геологические обстановки прошлого (Manesh et al., 2021). Чувствительные к колебаниям элементов водного баланса, антарктические водоёмы являются объектами, удобными для мониторинга глобальных изменений климата (Dhote et al., 2021).

Изучение озёр антарктических оазисов актуально и с учётом прикладных аспектов. С одной стороны, зачастую они служат источниками пресной воды для полярных станций – в качестве примеров можно привести озёра Степед и Верхнее, расположенные в пределах крупных российских антарктических станций Прогресс и Новолазаревская. Проведение наблюдений за уровнем воды этих озёр, оценка элементов водного баланса и запасов воды на водосборах представляют научный интерес, однако в первую очередь важны для решения водохозяйственных задач. С другой стороны, гидрологические объекты оазисов могут относиться к опасным природным факторам. В этом случае их всестороннее исследование необходимо для обеспечения безопасности логистических операций.

Наиболее неблагоприятными объектами и явлениями гидрологической природы, встречающимися в антарктических оазисах, являются перекрытые мощным льдом водоёмы, незаметные с поверхности, и катастрофические прорывные паводки ледниковых озёр. Чтобы минимизировать возможные риски, необходимо уметь своевременно и надёжно выявлять потенциально опасные участки, приостанавливать деятельность в их пределах, а если же нет возможности исключить операции в таких районах – осуществлять специальные мониторинговые мероприятия.

Ведущим методом изучения приповерхностной части ледников на сегодняшний день является метод георадиолокации – информативный, экспрессный, сравнительно простой, удобный при выполнении полевых работ. Настоящая работа посвящена адаптации его именно к задаче выявления и мониторинга опасных гидрологических объектов и явлений, развитых в антарктических оазисах. Отдельное внимание уделено также возможности комплексирования его с методом естественного электрического поля.

Актуальность работы

Инженерно-геофизические изыскания, направленные на обеспечение безопасности логистических операций, систематически включались в работы Российской антарктической экспедиции (РАЭ) начиная с сезона 58-й РАЭ (2012/2013 г.). Основной их задачей, как правило, являлось картирование ледниковых трещин (Попов, Эберляйн, 2014; Попов, Поляков, 2016; Попов и др., 2019; Григорьева и др., 2020). Необходимость изучения опасных гидрологических объектов и явлений в Антарктиде стала очевидной несколько позже – в начале 2017 г., когда в западной части ледника Долк (район станции Прогресс) образовался обширный провал, разрушивший участок интенсивно эксплуатируемой трассы (Popov et al., 2017). Размеры провала составили 183×220×43 м, а механизм его формирования в ходе дальнейших исследований был объяснён прорывом существовавшего на этом месте ранее скрытого подледникового водоёма. Выполненный впоследствии анализ фондовых материалов показал, что в антарктических оазисах действительно широко распространены катастрофические прорывные паводки озёр, порой наносящие существенный урон объектам инфраструктуры полярных станций и представляющие угрозу для жизни полярников. Так, начиная с сезона 63-й РАЭ (2017/2018 г.) были начаты планомерные работы по изучению водных объектов антарктических оазисов с акцентом на оценку степени их опасности.

Пример провала в западной части ледника Долк наглядно проиллюстрировал, насколько важно уметь своевременно выявлять скрытые ледниковые водоёмы. Однако не меньшую опасность представляют и прорывы озёр, вскрывающихся ото льда в летний период и хорошо наблюдаемых визуально: в ходе паводка водный поток может формировать в теле ледников и снежников каналы, незаметные с поверхности. В случае, если такой канал пересекает трассу движения тяжёлой техники, существует риск обрушения свода и падения машины в пустоту. Следовательно, ещё одной важной задачей является оценка потенциальной прорывоопасности уже известных озёр оазисов.

Отметим, что далеко не всегда существует возможность исключить транспортные операции на участках, подверженных воздействию прорывов озёр. К примеру, в районе станции Прогресс этому препятствует пересечённый рельеф местности, что вынуждает в ряде случаев прокладывать трассы по снежно-ледовым перемычкам заведомо прорывоопасных водоёмов. В этом случае важны планомерные мониторинговые наблюдения, которые позволят эксплуатировать трассу на протяжении как можно более длительного периода, приостанавливая работы перед самым паводком. Необходимость детальных исследований именно снежно-ледовых перемычек обусловлена также и тем, что на сегодняшний день механизм прорыва озёр через снежную среду описан недостаточно полно – гораздо более детально изучены прорывы через моренные или ледяные дамбы.

Цель работы

Целью работы являлась разработка методики инженерно-геофизических изысканий, позволяющей оперативно устанавливать наличие опасных гидрологических объектов и процессов в пределах антарктических оазисов и на прилегающих участках ледников, а также выполнять мониторинг на участках, потенциально подверженных воздействию опасных гидрологических явлений и процессов.

Основные задачи

К основным задачам работы относились следующие:

1. Разработка методики выявления скрытых подледниковых и внутриледниковых водоёмов, а также картирования границ озёр, перекрытых частично или полностью озёрным льдом, при помощи метода георадиолокации, апробация методики в ходе полевых работ.

2. Выполнение съёмки методом георадиолокации на снежно-ледовых перемычках озёр, на которых известны периодические прорывные паводки, установление в их строении общих черт, определяющих возможность и механизм прорыва.

3. Выполнение мониторинговых геофизических работ на снежно-ледовой перемычке прорывоопасного озёра Прогресс и оценка изменений, происходящих в теле перемычки в течение летнего периода вплоть до прорыва озера.

4. Выполнение гидрологических работ, необходимых в рамках настоящего исследования, – уровенных наблюдений, батиметрических съёмок, наблюдений в снежных шурфах.

Фактический материал исследования

В основу работы вошли материалы, полученные автором в ходе полевых работ 63-й (2017/2018 г.) – 68-й (2022/2023 г.) Российских антарктических экспедиций в районе станции Прогресс (оазис Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида) и в ходе работ 64-й РАЭ (2018/2019 г.) в районе полевой базы Молодёжная (оазис Молодёжный, Восточная Антарктида), а также ретроспективные материалы, предоставленные С.В. Поповым и относящиеся к району оазиса Холмы Ларсеманн.

Методы исследования

Основным методом работ являлся метод георадиолокации. При выполнении мониторинговых работ, направленных на оценку изменений в теле снежно-ледовой перемычки озера Прогресс, в качестве эксперимента был дополнительно задействован метод естественного электрического поля (ЕП). Для заверки результатов геофизических работ осуществлялось бескерновое бурение – механическое или электротермобурение.

На всех исследуемых водных объектах выполнялись гидрологические наблюдения: измерения уровней воды, батиметрические съёмки (ручные промеры со льда или

эхолотирование), изучение ледового, гидрохимического и температурного режимов озёр. При прорывах водоёмов проводились гидрометрические работы на водотоках, на водосборах велись наблюдения в снежных шурфах. Все виды гидрологических работ осуществлялись под руководством специалиста-гидролога, входящего в состав полевого отряда, согласно стандартным методикам и наставлениям.

Для визуальной оценки изменений, происходящих на площадях исследования, и создания обзорных схем высот выполнялись аэрофотосъёмки при помощи беспилотных летательных аппаратов самолётного и мультироторного типов. При необходимости построения высокоточных моделей рельефа на изучаемых участках проводилась геодезическая съёмка.

Планово-высотная привязка практически всех видов полевых работ осуществлялась при помощи DGPS комплекса EFT, обеспечивающего дифференциальную коррекцию координат.

Личный вклад автора

Автор принимал участие в полевых работах, начиная с сезона 63-й РАЭ (2017/2018 г.), а работы в сезоны 65-й – 68-й РАЭ выполнялись под его руководством. Представленные геофизические материалы получены, обработаны и проинтерпретированы автором или его коллегами по полевым отрядам под руководством автора.

Непосредственно автором выполнялись также аэрофотосъёмка с применением БПЛА, часть буровых работ, подводных фотосъёмок, топографических съёмок, полевых гидрологических наблюдений. Являясь ответственным исполнителем отчётов по результатам 65-й, 66-й, 67-й, 68-й РАЭ, автор принимал участие в анализе, обработке и интерпретации гидрологических данных этих лет.

Научная новизна

1. Сформулирован набор критериев, позволяющих достоверно устанавливать наличие в разрезе водоёма, скрытого льдом, по данным георадиолокации.
2. Показаны закономерности в строении снежно-ледовых перемычек, определяющие возможность прорыва озёр.
3. Показаны специфические особенности процесса прорыва озёр, подпруженных снежно-ледовыми дамбами, а именно – наличие продолжительного периода фильтрации воды через плотину без её разрушения.
4. На феноменологическом уровне показано, как отражается наличие канала прорыва озера в поле потенциала ЕП.
5. Расширены знания о гидрографической сети оазиса Холмы Ларсеманн: выявлены и описаны два малых подлёдных водоёма, показано наличие обширной подлёдной части у крупного прорывоопасного озера Прогресс.

Защищаемые положения

1. Водоём, перекрытый ледниковым или мощным сухим озёрным льдом, отражается на данных средне- и высокочастотной георадиолокации (1) наличием яркой, высокоамплитудной субгоризонтальной границы, сформированной контактом льда и воды; (2) при достаточной длине записи – наличием одной или нескольких кратных волн, сформированных границей лёд-вода; (3) наличием дифрагированных волн в краевых частях водоёма. В случае обводнённого озёрного льда граница лёд-вода на радарограмме выглядит шероховатой, кратные волны выражены слабо, дифрагированные волны, маркирующие края водоёма, едва различимы или отсутствуют.

2. Положение каналов прорыва озёр через снежно-ледовые перемычки не меняется год от года и обусловлено внутренним строением перемычек. В данных георадиолокации каналу отвечает трогообразная структура со следующими характеристиками: (1) стенки вертикальные или крутые наклонные; (2) в рельефе скального основания выражен прогиб; (3) в рельефе кровли льда выражен прогиб, отвечающий понижению в рельефе скального основания, или толща льда выклинивается; (4) если прорывы водоёма происходят часто, прогиб полностью заполнен снегом, в случае редких паводков нижняя часть толщи снега может быть метаморфизована до фирна. Каналы, образующиеся при переливе озера через борт ледяной дамбы, не выражены на георадарных разрезах в виде чётко оформленных структур. Если такой канал был достаточно глубоким, его положение может маркироваться (1) наличием дифрагированных волн от стенок, неровностей стенок или кровли канала; (2) наличием прогиба в кровле ледяной толщи; (3) зоной несогласия во внутренней слоистости льда.

3. Прорыву озера через снежно-ледовую перемычку предшествует период её разрушения за счёт таяния снежного слоя и фильтрации озёрных вод. Фильтрация развита в толще снега и на контакте снега и льда, а её направление определяется рельефом кровли льда. Обводнённые зоны в пределах перемычки отражаются в данных георадиолокации повышением амплитуды отражённой электромагнитной волны. Зоны активной фильтрации как талых, так и озёрных вод маркируются положительными аномалиями потенциала естественного электрического поля, при этом амплитуда потенциала определяется уклоном в рельефе кровли льда.

Практическая значимость

В диссертации предлагается комплексная методика, позволяющая значительно снизить риски, связанные с развитыми в антарктических оазисах опасными гидрологическими объектами и явлениями. Она позволяет (1) надёжно выявлять скрытые подледниковые и внутриледниковые водоёмы и оценивать истинное положение уреза воды озёр, перекрытых мощным озёрным льдом; (2) оценивать степень прорывоопасности озёр, подпруженных снежно-ледовыми перемычками; (3) при необходимости осуществления работ на потенциально опасном участке – выполнять мониторинг с целью предотвращения аварийных инцидентов.

Апробация работы

По теме диссертации издано 7 статей, из них 1 статья опубликована в журнале, входящем в перечень ВАК, 6 – в журналах, индексируемых в международной системе цитирования Scopus, 5 – в журналах, индексируемых в международной системе цитирования Web of Science. Основные результаты, полученные в рамках работы над диссертацией, были представлены на IV международной научно-практической конференции «Природная среда Антарктики: междисциплинарные подходы к изучению» (Домжерицы, Беларусь, 2022), 16-й и 17-й конференциях «Инженерная и рудная геофизика» (Пермь, 2020; Геленджик, 2021), международной конференции «Solving the puzzles from Cryosphere» (Пушино, 2019), международной молодёжной конференции «International Youth Scientific Conference on the Polar Geodesy, Glaciology, Hydrology and Geophysics» (Санкт-Петербург, 2018), конференции «Междисциплинарные научные исследования в целях освоения горных и арктических территорий» (Сочи, 2018).

Объём и структура работы

Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы. В главе 1 дана общая характеристика изучаемых объектов и явлений, в том числе, по литературным данным, а также приведено описание основного района полевых работ. В главе 2 рассматриваются основные электрофизические параметры зондируемых сред, объясняется выбор конкретных геофизических методов исследования и показываются особенности их применения в рамках поставленных задач. Глава 3 посвящена описанию разработанной автором методики выявления подледниковых и внутриледниковых водоёмов и картирования границ озёр, перекрытых мощным озёрным льдом. В ней приводятся основные положения методики, а также примеры, иллюстрирующие её эффективность. В главе 4 описаны результаты работ, направленных на изучение строения перемычек известных прорывоопасных озёр оазиса Холмы Ларсеманн, а в главе 5 – результаты мониторинговых геофизических съёмок, выполненных на снежно-ледовой перемычке крупного прорывоопасного озера Прогресс в течение летнего периода. В заключении проанализирован сторонний опыт применения методик, предложенных автором. Общий объём диссертации составляет 111 страниц, в том числе 46 рисунков, 8 таблиц и библиографический список из 88 наименований.

Благодарности

Материалы, вошедшие в основу диссертации получены в течение шести полевых сезонов Российской антарктической экспедиции. Я благодарю всех коллег, с которыми в разные годы мы работали в составе одного отряда, и особенно – Э.Р. Киньябаеву, Д.А. Емельянову, Н.В. Егорову и М.Р. Кузнецову, с которыми мы провели полевые сезоны 65-й – 68-й РАЭ и вместе с которыми были выдвинуты самые интересные гипотезы и получены наиболее эффектные материалы.

Кроме того, я бескрайне признательна М.Р. Кузнецовой за огромный вклад в развитие гидрологической части исследования, корректировки и замечания в этой области диссертации, помощь в обработке и анализе результатов гидрологических работ и постоянную дружескую поддержку.

Выполнение полевых изысканий на высоком уровне было возможным только благодаря безукоризненной организации сезонных полевых работ, и я благодарю за это руководство Российской антарктической экспедиции и лично её начальника А.В. Клепикова, а также начальников сезонных экспедиций и сотрудников станции Прогресс, которые помогали нам на этапе полевых работ все эти годы, и особенно – А.Н. Николаева, А.В. Миракина, Д.В. Шепелева.

Интерпретация и анализ данных, получаемых в ходе полевых работ, порой требовали продолжительной дискуссии. Я искренне благодарна своим старшим коллегам по научной группе и наставникам – С.В. Попову, Г.В. Пряхиной, В.И. Кашкевичу, Н.Е. Романовой – за консультации, обсуждение результатов и ценные замечания, за их готовность делиться своими знаниями и навыками. За методическую помощь на всех этапах геофизических работ я выражаю глубокую благодарность коллективу кафедры геофизики Института наук о Земле СПбГУ.

За критический подход и взгляд со стороны, ценный, когда работаешь в пределах узкой специализации, я благодарю Е.К. Григорьева, П.Е. Григорьева, В.В. Шиловских. Я также благодарна В.В. Шиловских за обсуждения метода естественного электрического поля с позиций коллоидной химии. Искреннюю благодарность за советы по методологии научной работы я хотела бы выразить Е.В. Белогуб.

Написанию диссертации предшествовал этап защиты выпускной квалификационной работы, рецензентом которой выступил А.Ф. Глазовский. Я искренне благодарна ему за подробные, внимательные и корректные замечания и комментарии, которые существенно улучшили работу и позволили исключить множество недочётов.

Наконец, я от всей души благодарю М.П. Кашкевич, которая когда-то учила меня основам геофизики и под руководством которой я начала работы, посвящённые Антарктике, в магистратуре и развивала на протяжении аспирантуры, – не только за многократные обсуждения по сути диссертации и огромную техническую работу, связанную с процедурой защиты, но и за постоянную заботу и поддержку, веру в самостоятельность своих подопечных, за готовность всегда без скепсиса обсуждать самые невероятные, на первый взгляд, гипотезы, за уместно неформальный подход к дискуссиям и привитую искреннюю любовь к области знаний, в которой я имею счастье работать.

Глава 1. Общая характеристика изучаемых объектов и явлений

Изучение водных объектов Антарктиды является актуальным направлением современных исследований, и большая их часть сегодня посвящена поиску и описанию крупных подледниковых водоёмов, расположенных во внутренних районах континента. С каждым годом, благодаря развитию технологий и методик работ, учёным удаётся обнаружить новые и новые подледниковые озёра: так, по результатам инвентаризации, выполненной в 2010 г., в Антарктиде было выявлено 387 таких водных объектов (Глазовский, Мачерет, 2014), а по состоянию на январь 2022 г. их насчитывалось уже 675 (Livingstone et al., 2022); на май 2022 г., учитывая публикацию (Yan et al., 2022), – 676.

Подледниковые озёра – уникальные гидрологические объекты, интерес к изучению которых лежит в различных областях науки. Будучи законсервированными в древних льдах, они хранят ценнейшую информацию о древних геологических и климатических обстановках, являются средой обитания уникальных биологических сообществ, развивающихся в изоляции от внешней среды. За счёт трансфера водных масс они способны оказывать воздействие на динамику движения ледников (Stearns et al., 2008) и строение кристаллического фундамента.

В контексте современных изменений климата всё большую актуальность приобретает тематика, связанная с изучением водного баланса и гидрологического режима подледниковых водоёмов. Согласно (Livingstone et al., 2022), только 80% выявленных на сегодняшний день подледниковых озёр являются стабильными (представляют собой замкнутую систему либо характеризуются приблизительно сбалансированным притоком и оттоком). В результате глобального потепления и усиления таяния ледников можно ожидать увеличение числа активных водоёмов и вероятности развития катастрофических паводков. Учитывая степень опасности, которую представляют прорывные явления ледниковых озёр для деятельности человека, авторы наиболее актуальной на сегодняшний день обзорной публикации (Livingstone et al., 2022) называют это направление исследования одним из приоритетных в рамках тематики.

Отметим, однако, что катастрофические прорывы – черта, свойственная далеко не только подледниковым водоёмам. Напротив, они характерны для многих внутриледниковых, надледниковых, приледниковых, ледниково-подпрудных озёр, расположенных в горных и высокоширотных областях Земли. В частности, распространено это явление и на сравнительно малых озёрах антарктических оазисов. Прежде чем переходить к детальному его описанию, определим основную терминологию, которая будет использоваться далее.

Территория исследования. На сегодняшний день наиболее ёмкое определение антарктического оазиса звучит следующим образом:

Антарктические оазисы – это свободные от ледникового покрова участки прибрежной зоны Антарктиды площадью от нескольких десятков до нескольких тысяч квадратных

километров, которые характеризуются местным климатом, в значительной мере определяемым окружающим ледниковым покровом, и существованием незамёрзшей воды (обычно в виде системы сезонных ручьёв и непромерзающих озёр); они имеют примитивные криогенно-структурные почвы и биоту (Сократова, 2008).

Диссертация посвящена геофизическому образу озёр антарктических оазисов – участков, согласно определению, свободных от сплошного ледникового покрова. Тем не менее, значительная часть работ, результаты которых легли в основу диссертации, проводилась на участках ледника, непосредственно примыкающих к оазису Холмы Ларсеманн. Формально водоёмы, расположенные в пределах таких участков, озёрами оазиса не являются, однако будем рассматривать их совместно с последними, учитывая близость расположения, схожий тип питания и гидрологический режим.

Таким образом, ***в диссертации рассматриваются озёра, расположенные в пределах антарктических оазисов и примыкающих к оазисам краевых участков ледников. Мощность ледникового покрова в пределах таких участков не превышает 50 м, а подлёдный рельеф естественным образом продолжает видимый рельеф оазиса.***

Типизация озёр по характеру ледяного покрова. В рамках диссертации будем рассматривать следующие типы озёр по наличию и характеру ледяного покрова и ледовому режиму:

1. Надледниковые озёра – временные озёра на поверхности ледников (Котляков, 1984).

2. Внутрiledниковые озёра – водные тела, перекрытые ледниковым покровом и подстилаемые также льдом.

3. Подледниковые озёра – водные тела, заключённые между ледниковым покровом и скальным основанием (Laybourn-Parry, Wadham, 2014). С этим термином, как правило, ассоциируются крупные водоёмы, расположенные во внутренних районах Антарктиды, классический пример – озеро Восток. Однако, следуя определению, к подледниковым можно отнести и небольшие озёра, расположенные вблизи антарктических оазисов и даже в их пределах (последний случай возможен, например, при наличии малого ледника в затенённом ущелье). В настоящей работе рассматриваются в том числе и такие водные объекты. Несмотря на то, что размеры их невелики, а мощность покрова составляет первые десятки метров, они, тем не менее, перекрыты именно ледниковым льдом и могут называться подледниковыми.

4. Озёра, перекрытые многолетним озёрным льдом. Такие водоёмы покрыты льдом озёрного происхождения, мощность которого может достигать нескольких метров, и практически не вскрываются от него в тёплый период года, за исключением небольших закраин в береговой части.

5. Озёра, вскрывающиеся от ледяного покрова в тёплый период частично или полностью, – к этой категории относится большая часть озёр оазиса Холмы Ларсеманн.

Определения «ледниковый лёд» и «озёрный лёд» даны по Гляциологическому словарю В.М. Котлякова (Котляков, 1984).

Озёра типа 2 (внутриледниковые), типа 3 (подледниковые) и типа 4 (озёра, перекрытые многолетним озёрным льдом) имеют схожую черту – наличие сплошного многолетнего ледяного покрова, хотя генезис и свойства льда в этих случаях кардинально различаются. Для удобства изложения и краткости в ряде случаев будем там, где это уместно, объединять их в рамках общего термина *подлёдное озеро*, отличая их таким образом от озёр, сезонно вскрывающихся ото льда. Нужно отметить, что в этой ситуации автор сознательно и с сожалением противоречит авторитетному источнику (Котляков, 1984), в котором приводится трактовка термина «подлёдное озеро», аналогичная по смыслу современному термину «подледниковое озеро».

1.1. Прорывные паводки ледниковых озёр: общие сведения

Катастрофические прорывные паводки – это внезапные сбросы значительных объёмов воды из ледниковых озёр (Emmer, 2017). Схожее определение приводится в работе (Roberts, 2005), где под этим явлением подразумевается резкий сброс талых вод из озёр, подпруженных ледяными или моренными дамбами, кульминацией которого является значительное увеличение расхода талой воды в период времени от нескольких минут до нескольких недель. Второе определение, хотя и подчёркивает особенности расходов воды при прорыве озёр, упоминает только два варианта композиции плотин, подпруживающих озёра. В то же время, в антарктических оазисах достаточно часто распространены снежно-ледовые перемычки.

В современных зарубежных публикациях отмечается некоторая терминологическая двусмысленность, относящаяся к названию самого явления прорывных паводков. Одним из распространённых терминов является *jökulhlaup* (от исландского *jökull* – ледник и *hlaup* – прорыв). Он прочно укоренился в тематической литературе, поскольку именно научная школа Исландии в своё время внесла наиболее значительный вклад в изучение этого явления. В Исландии *jökulhlaups* известны в шести геотермальных регионах и наиболее часто связаны с вулканической и геотермальной активностью (Vjörnsson, 1992). Первые упоминания о прорывах ледниковых озёр Исландии относятся к 1330 г., а с 1930-х годов начинаются систематические их исследования, включающие мониторинг продолжительности, частоты, степени воздействия на окружающую среду, гидрографические наблюдения и оценки расхода воды (Vjörnsson, 1992). Классификация *jökulhlaups*, приведённая в публикации (Roberts, 2005), разделяет их на 7 типов в зависимости от строения озера и триггерного импульса прорыва. Среди них только один тип (тип 3) связан с вулканической деятельностью.

Тем не менее, на сегодняшний день для обозначения явления прорыва ледниковых озёр чаще используется термин *GLOF* – *glacial lake outburst flood*, а исландский *jökulhlaup* выделяется как один из его видов и определяется как GLOF, вызванный вулканической деятельностью (Emmer, 2017). Как исключительно вулканогенный прорывной паводок определяется йокульлауп также в Гляциологическом словаре (Котляков, 1984).

Термин GLOF сегодня действительно видится более ёмким, тем более что прорывные паводки ледниковых озёр распространены по всему миру. Помимо Исландии, где когда-то были начаты первые исследования этого явления, они известны в Норвегии (Shakesby, 1985; Engeset, 2005) и на архипелаге Шпицберген (Evans et al., 2022), в Канаде (Geertsema, Clague, 2005; Clague, Evans, 2000; Jackson, 1979), Гренландии (Mernild, Hasholt, 2009; Russel et al., 2011), в горных районах планеты – Альпах (Huggel et al., 2022), Гималаях (Worni, 2012; Bayracharya, Mool, 2009), на Кавказе (Черноморец и др., 2018) и в целом в пределах всех крупных горных систем, а также в Антарктиде – впервые они описаны в районе австралийской станции Кейси (Goodwin, 1988). Встречаются прорывы ледниковых озёр и в геологической летописи. Так, на территории США описаны следы плейстоценовых прорывных паводков озера Миссула (Clarke et al, 1984; Waitt, 1985), отмечаемых в качестве наиболее масштабных в геологической истории и характеризующихся, по разным оценкам (Clarke, 1984), расходом от 1 900 000 до 9 000 000 м³/с (для сравнения – максимальный расход крупнейшего в XX в. прорывного паводка *Katla**jökulhlaup*, произошедшего в Исландии в 1978 г., составил 300 000 м³/с (Tomasson, 1996).

Изначально интерес к изучению этого явления диктовался в большей степени прикладными задачами. Катастрофические прорывы ледниковых озёр, несомненно, относятся к опасным гидрологическим событиям. Основным фактором риска является разрушительная сила водного потока, формирующегося в момент прорыва и транспортирующего значительный объём обломочного материала и ледяных фрагментов. Неоднократно задокументированы разрушения, вызванные прорывными паводками, в Исландии (Vjörnsson, 1992). Обращаясь к недавним примерам, известным в Антарктиде, можно упомянуть прорыв системы озёр Глубокое – Разливное, произошедший в январе 2018 г. Тогда образовавшийся при прорыве мощный водный поток, ширина которого достигала 10 м, снёс несколько металлических опор эстакады, расположенной на территории российской антарктической полевой базы Молодёжная (Боронина, 2022). К другим опасным последствиям прорывов относят формирование временными водотоками обширных каверн и тоннелей в теле ледников и снежников. Этот аспект наиболее актуален в рамках работ по оценке безопасности логистических операций на полярных станциях, где на ледниках и в непосредственной близости от них располагаются временные полевые базы, взлётно-посадочные полосы и площадки, трассы передвижения тяжёлой техники.

Интересны прорывы ледниковых озёр и с позиций фундаментальной науки. Уже показано, что они способны оказывать влияние на климат: так, согласно (Barber et al., 1999), в результате разгрузки ледниковых озёр Агассис и Оджибуэй около 8470 лет назад и последующего расплескивания вод Гудзонова залива произошло значительное изменение океанской циркуляции, повлекшее самое резкое за последние 10000 лет похолодание. Наличие активной подлёдной гидросети может провоцировать изменения в динамике движения ледников (Stearns et al., 2008); перенос водными потоками обломочного материала способствует, с одной стороны, эрозии кристаллического фундамента, а с другой – формированию новых флювиальных ландшафтов (Livingstone et al., 2022).

Среди методов исследования прорывов ледниковых озёр можно упомянуть геологические (описание и дешифрирование осадочных отложений паводков (Waite, 1985)), геоморфологические совместно с геофизическими (Бричёва и др., 2022), гидрологические (Попов и др., 2018; Пряхина и др., 2020), многолетние спутниковые наблюдения за альтиметрией ледникового покрова (Wingham et al., 2006; Stearns et al., 2008), геофизические (Григорьева и др., 2021а, б). Большое внимание уделяется также математическому моделированию прорывных паводков. Первые работы в этом направлении были выполнены в 1976 г. (Nye, 1976), и в последующие годы модель Ная выполняла роль основы для разработки новых подходов, позволяющих переходить к количественным оценкам характеристик паводков (Виноградов, 1976; Clarke, 1982).

Говоря о пробелах в современных знаниях, отметим, что в большинстве своём современные классификации прорывоопасных ледниковых озёр (Tweed, 1999; Roberts, 2005) включают водоёмы, подпруженные ледяными или грунтовыми дамбами. Для них предлагаются сценарии развития прорывных паводков, рассматриваются возможные триггерные импульсы прорывов, выполняются математические расчёты теоретических гидрографов паводков. В то же время, работая в антарктических оазисах, мы чаще встречаем озёра, подпруженные *снежно-ледовыми* перемычками. Наличие в разрезе плотины проницаемого снежного слоя, подверженного таянию и инфильтрации талых и озёрных вод, определяет собственные, специфические условия развития прорывов, которые на сегодняшний день изучены недостаточно полно.

1.2. Опасные гидрологические объекты и явления антарктических оазисов

Являясь неотъемлемой чертой оазисов (а именно в пределах оазисов расположена большая часть зимовочных станций и сезонных полевых баз), гидрологические объекты оказывают значительное влияние на деятельность человека в Антарктике. Они представляют интерес как объекты исследования для гидрологов, гляциологов, геологов, биологов и геоморфологов. Они имеют водохозяйственное значение, зачастую выступая в качестве

источников пресной воды для нужд полярных станций. Наконец, гидрологические объекты могут относиться и к опасным природным факторам, выявление и детальное изучение которых является одной из важнейших задач при выполнении логистических операций.

Среди опасных гидрологических объектов и явлений, встречающихся в пределах антарктических оазисов и вблизи них, можно выделить три основные группы:

1. Временные сезонные водотоки в приповерхностной части ледников. Этот класс объектов представляет наименьшую опасность, однако способен серьёзно затруднять выполнение транспортных операций на ледниках. Так, за счёт интенсивного таяния снежного покрова на сопках полуострова Сторнес (оазис Холмы Ларсеманн) значительно ухудшается состояние трассы, соединяющей станцию Прогресс с пунктом разгрузки научно-экспедиционных судов (НЭС). В пределах маршрута следования тяжёлой техники с грузовыми санями формируются снежные болота, вырабатываются открытые каналы перетока талых вод (Полевой отчёт..., 2020). Их преодоление требует дополнительных работ и усилий: наведения мостов над открытыми каналами, увеличения количества тягачей на единицу перевозимого груза. Более серьёзные коррективы вносят временные сезонные водотоки в работы на российской антарктической станции Новолазаревская. Здесь в период интенсивного летнего таяния прекращается функционирование взлётно-посадочной площадки, расположенной на ледниковом куполе, существенно меняется маршрут санно-гусеничного похода от станции к временной топливной базе на барьере шельфового ледника (Р.В. Вандышев, А.В. Миракин, частное сообщение). Неоднократно известны случаи застревания тяжёлой техники в снежных болотах в районе трассы, соединяющей станции Мэйтри (Индия) и Новолазаревская с ледовым аэродромом (Р.В. Вандышев, частное сообщение).

Мы упоминаем временные сезонные водотоки, формирующиеся в летний период, в числе опасных гидрологических объектов, встречающихся при работе в антарктических оазисах, однако рассматривать их подробно не будем. Механизм их формирования не вызывает вопросов, равно как и методики прогнозирования и картирования. В рамках настоящей работы остановимся подробнее на классах объектов и явлений, описанных ниже.

2. Частично или полностью скрытые льдом водоёмы (подледниковые, внутриледниковые, перекрытые мощным озёрным льдом). Наличие таких объектов, особенно если о существовании их неизвестно, в общем случае – существенный источник риска при выполнении работ на ледниках. Даже те водоёмы, которые перекрыты мощным ледниковым льдом, могут являться нестабильными водными телами. Если по поверхности озера осуществляется постоянное движение тяжёлых тягачей и прицепного оборудования, а толщина льда, перекрывающая его, интенсивно обводнена, не исключено проваливание техники под лёд. В качестве примера такого инцидента можно привести событие, произошедшее в феврале 2021 г.

на станции Новолазаревская, где провалился под лёд озера Топографов и стремительно затонул тяжёлый тягач АТТ (Боронина и др., 2022).

Случаи, когда озёра, скрытые подо льдом, незаметны с поверхности полностью или частично, действительно нередки. В подтверждение этому рассмотрим иллюстрации на Рис. 1. Все объекты, показанные на рисунке, будут подробно описаны в Главе 3.

На Рис. 1а показан контур подлёдной части озера Прогресс – второго по глубине озера оазиса Холмы Ларсеманн. Существование здесь подлёдной полости, заполненной водой, было впервые выявлено автором диссертации в феврале 2019 г., а в 2020 г. было подтверждено, что эта полость является подлёдным продолжением озера Прогресс. На Рис. 1б и Рис. 1в показаны контуры двух малых подлёдных озёр, изученных автором в ходе полевых работ 68-й РАЭ. Три этих объекта различны по генезису и мощности перекрывающей их толщи льда, размерам и степени опасности для выполнения логистических операций. Общей их чертой является то, что они необнаружимы визуально.

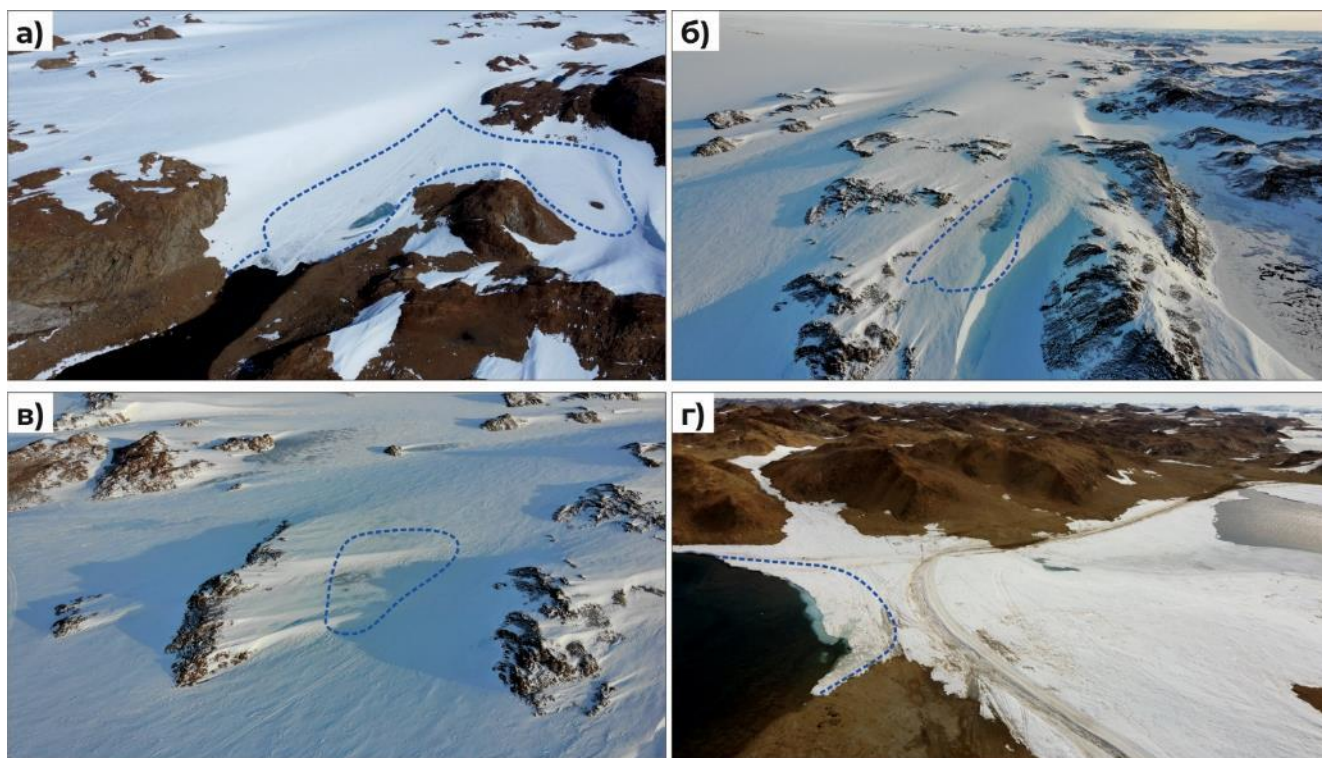


Рис. 1. Озёра оазиса Холмы Ларсеманн, полностью или частично скрытые подо льдом. Пунктирной линией показаны на секции а – подлёдная западная часть озера Прогресс (19.01.2023), на секции б – контур озера Антарес (29.03.2023), на секции в – контур озера принца Евгения (29.03.2023), на секции г – положение уреза воды в покрытой льдом северо-восточной части озера Прогресс (02.02.2022). Фотографии выполнены при помощи БПЛА DJI *Mavic Mini*

Иной случай рассмотрен на Рис. 1г. На обзорном снимке показана северо-восточная часть озера Прогресс, сдерживаемая снежно-ледовой перемычкой. По перемычке же проходит летняя

трасса движения тяжёлой техники. В этом случае опасность создаёт наступающий фронт озера Прогресс, истинное положение которого под толщей снега и льда невозможно установить визуально. Если озёрные воды достигнут дороги, существует риск её подмыва и провала машины в озеро. Следовательно, и в этом случае фактор риска – наличие на озере мощного ледяного покрова, даже частичного.

3. Прорывные паводки ледниковых озёр. В мировой практике к наиболее опасным последствиям прорывов ледниковых озёр относят формирование мощных водных и, характерных для горных районов, грязекаменных потоков, обладающих разрушительной силой. Формирование прорывных паводков свойственно и озёрам антарктических оазисов, однако специфика водных объектов определяет (а зачастую даже выводит на передний план) и другие опасные последствия.

3.1. Формирование скрытых каналов и полостей в теле ледников и снежников

Многолетние наблюдения автора, выполнявшиеся на водных объектах оазиса Холмы Ларсеманн, указывают на то, что для ряда озёр, подпруженных снежно-ледовыми перемычками, характерен специфический сценарий прорыва: на начальном этапе паводка, в течение первых 1-2 суток, канал стока озёрных вод формируется внутри снежника, при этом поверхность перемычки сохраняется неразрушенной. Это характерно, в частности, для озёр Прогресс, Сибторп, Дискашн, ЛН-59, Кольское, а также множества малых водоёмов (Григорьева и др., 2021в; Полевой отчёт..., 2019; Полевой отчёт..., 2020).

На Рис. 2а показан канал прорыва озера Дискашн спустя сутки после начала паводка в сезон 65-й РАЭ. Частично над тоннелем в теле снежника сохраняется снежный мост.

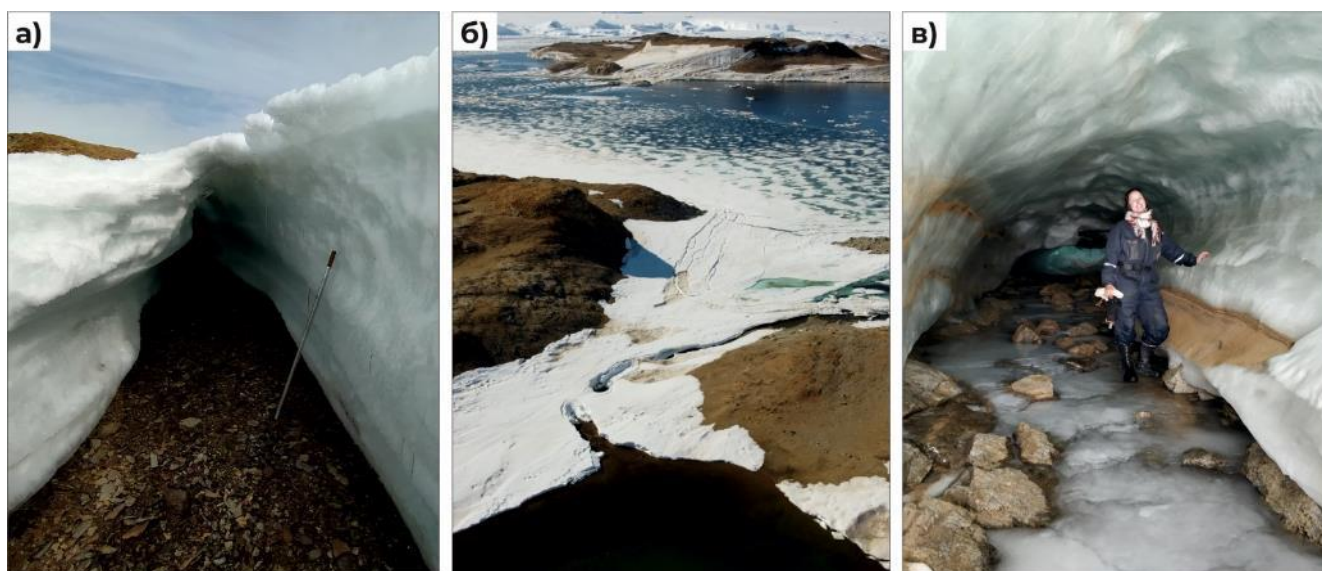


Рис. 2. Каналы прорывов озёр оазиса Холмы Ларсеманн

а – канал прорыва озера Дискашн, первые сутки прорыва (20.12.2020); б – канал прорыва озера Дискашн, три недели после прорыва (16.01.2022); в – канал прорыва озера ЛН-59 (28.02.2020)

Более того, в зависимости от условий конкретного полевого сезона мост может частично сохраниться даже спустя несколько недель после активной стадии паводка (Рис. 2б).

В ряде случаев каналы, сформированные водным потоком в ходе прорыва, достигают значительных размеров (Рис. 2в). Обширные же пустоты, незаметные с поверхности и перекрытые тонким снежным мостом, несомненно представляют опасность в том случае, если расположены на участках передвижения тяжёлой техники.

3.2. Просадка участков ледника при прорыве внутриледниковых или подледниковых водоёмов

Перечисляя опасные гидрологические объекты антарктических оазисов, мы выделяли в их числе перекрытые льдом озёра, визуально незаметные с поверхности. Само их наличие на участках, где ведутся работы с применением тяжёлой техники, является опасным фактором, однако с ещё более значительными рисками мы сталкиваемся в том случае, если такие озёра являются прорывоопасными. При прорыве и последующем опустошении внутриледникового или подледникового озера не исключено резкое проседание участка ледника, перекрывавшего поверхность водоёма. Именно такое событие произошло в январе 2017 г. в районе российской антарктической станции Прогресс (Porov et al., 2017). Рассмотрим этот процесс детально с учётом результатов исследований, выполненных в последующие годы (Полевой отчёт..., 2020; Boronina et al., 2021):

I. В течение длительного периода в западной части ледника Долк существует скрытый подледниковый водоём Долк (название по (Boronina et al., 2021)), расположение см. на Рис. 3а). Он не отмечен на топографических картах района; о его существовании неизвестно. Анализируя ретроспективные спутниковые снимки сервиса Google, можно отметить, что в некоторые годы положение оз. Долк маркировалось зонами интенсивного обводнения поверхности ледника (Рис. 3б, в), однако предполагать присутствие подледникового водоёма только лишь по наличию обводнённых зон было бы необоснованно.

II. В сезон 62-й РАЭ, 28 января 2017 г., начинается прорывной паводок расположенного южнее озера Болдер (А.В. Миракин, частное сообщение; расположение см. на Рис. 3а). Водные массы озера Болдер перетекают в озеро Ледяное, а далее на север, переполняя озеро Долк.

III. В результате переполнения озера Долк происходит его прорыв, при этом вода вытекает по внутриледниковым каналам и/или системе ледниковых трещин (согласно свидетельствам очевидцев и предоставленным ими фото- и видеоматериалам, поверхностный сток из озера Долк не наблюдался).

IV. После опустошения озера Долк толща льда, перекрывавшая его, оседает под действием собственной тяжести. В леднике образуется обширный провал, который частично разрушает

ранее проходившую по поверхности озера трассу. Размеры провала составляют 183×220 м, площадь – $40\,260$ м², объём – $884\,013$ м³ (Роров et al., 2017).

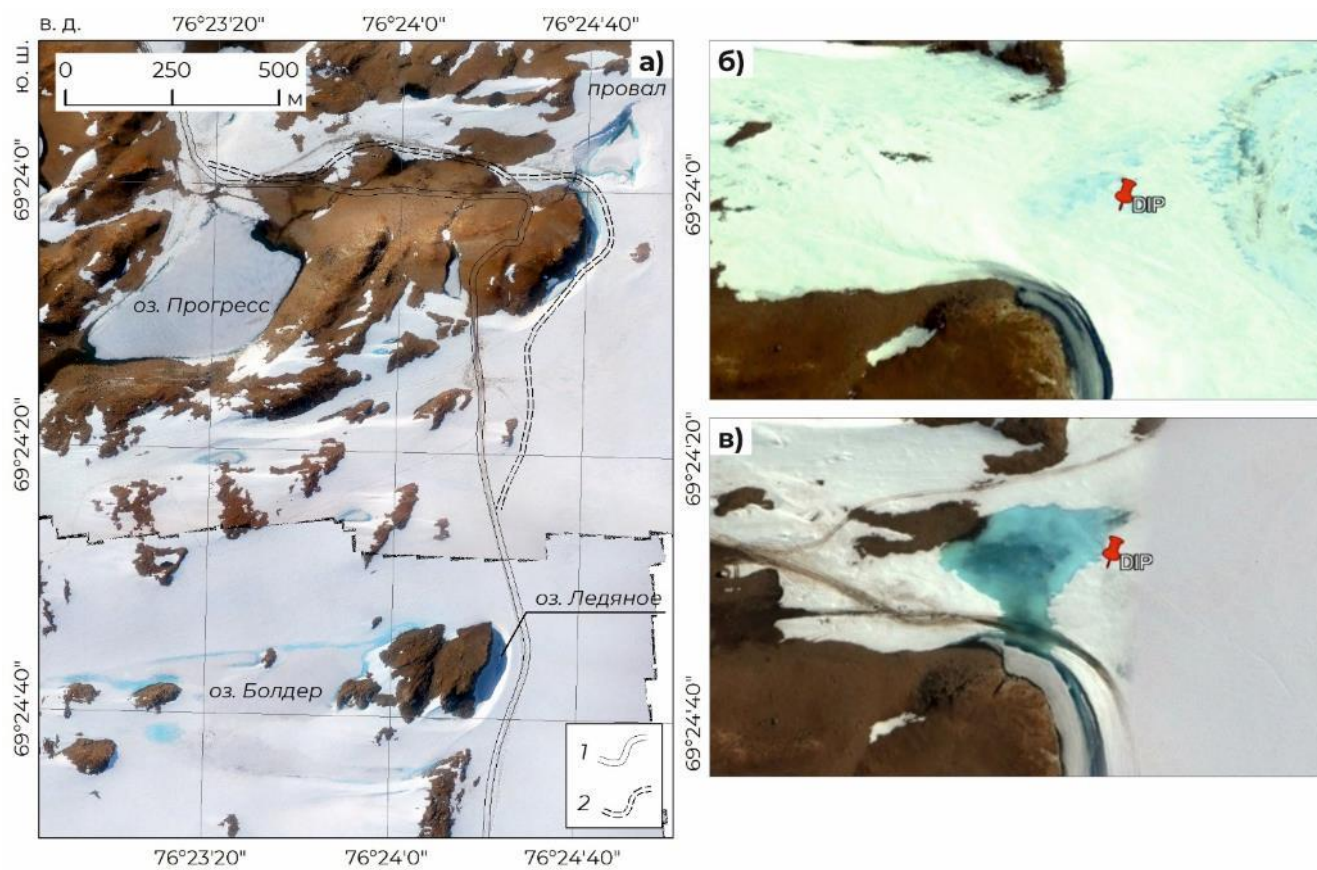


Рис. 3. К вопросу формирования провала в леднике Долг

а – схема расположения (ортофотоплан от 28.12.19); б – фрагмент спутникового снимка на 12 марта 2004 г.; в – фрагмент спутникового снимка на 18 ноября 2011 г.

Условные обозначения к секции а: 1 – действующая трасса движения транспортной техники; 2 – трасса, разрушенная при формировании провала

Провал существовал в виде открытой депрессии в течение последующих трёх лет (Рис. 4а), до следующего прорыва озера Болдер, произошедшего 8 января 2020 г. и детально наблюденного автором настоящей работы (Полевой отчёт..., 2020). В результате притока водных масс озера Болдер провал наполнился (Рис. 4б, в), а затем начал переливаться в северо-восточном направлении (Рис. 4г), при этом на протяжении первых 400 м поток наблюдался у поверхности, а далее, вероятно, мигрировал по системе открытых трещин. Окончание прорывного паводка озера Болдер отмечено 1 февраля 2020 г. В это же время провал покрывается льдом (Рис. 4д), мощность которого увеличивается к сезону 68-й РАЭ (2020/2021 г.) до 3,5 м. На сегодняшний день провал наполнен водой и, как и до прорыва 2017 г., покрыт мощным слоем льда, оставаясь незаметным с поверхности.

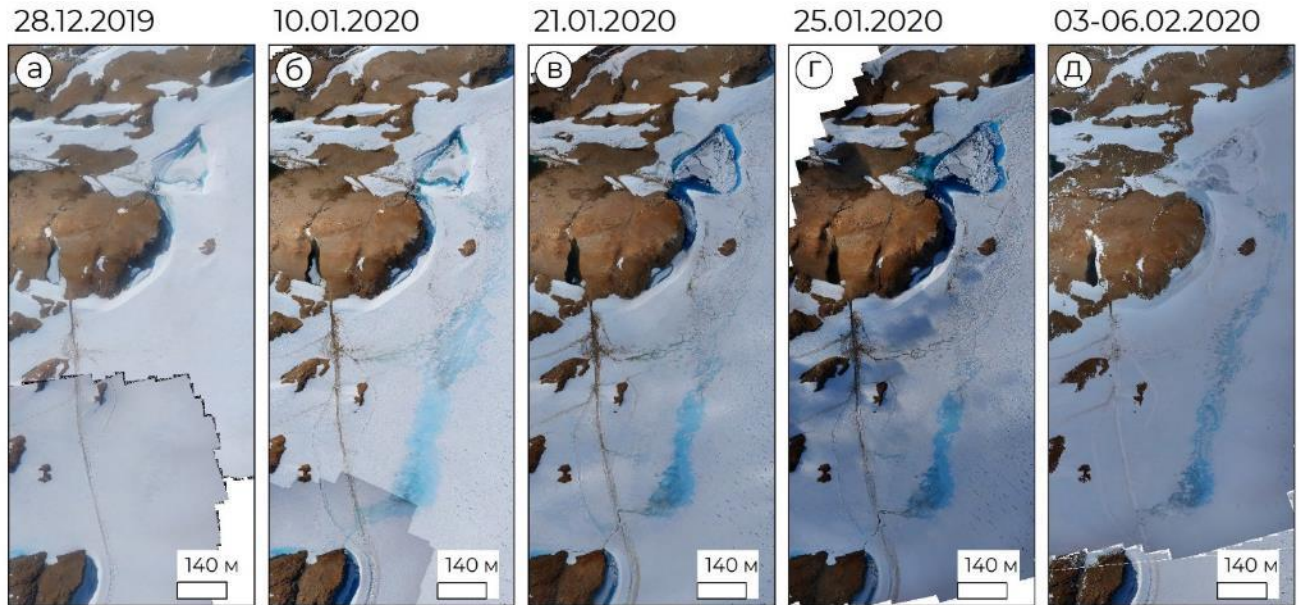


Рис. 4. Эволюция провала в леднике Долк в течение полевого сезона 65-й РАЭ

1.3. Оазис Холмы Ларсеманн: краткая характеристика основного района работ

Оазис Холмы Ларсеманн был открыт 21 февраля 1935 г. норвежской экспедицией, возглавляемой Л. Кристенсенем (Сократова, 2008). Он расположен на побережье залива Прюдс, море Содружества, на берегу Ингрид Кристенсен (Земля Принцессы Елизаветы, Восточная Антарктида; см. расположение на Рис. 5а). Оазис занимает площадь около 40 км² и включает два больших полуострова Брокнес и Сторнес и около 130 островов (Рис. 5б). В юго-восточной части он граничит с выводным ледником Долк, в южной – с материковым ледниковым куполом. Рельеф оазиса – мелкосопочный, расчленённый и характеризуется наличием большого количества отдельных возвышенностей, высота которых над уровнем моря достигает 162 м (Blundell Peak). Геологические образования представлены преимущественно интенсивно выветрелыми мезо- и неопротерозойскими гнейсами, а также продуктами их разрушения, подверженными интенсивным нивальным процессам (Carson et al., 2007); моренные отложения практически отсутствуют, за исключением редких эрратических валунов (Gillieson et al., 1990). В долинах между холмами развиты четвертичные отложения, представленные рыхлыми осадками преимущественно песчано-гравийной размерности.

Климатические условия оазиса достаточно мягкие. По данным метеостанции, расположенной на российской антарктической станции Прогресс, среднегодовая температура воздуха составляет $-9,8^{\circ}\text{C}$, среднегодовая скорость ветра – 6,7 м/с (http://www.aari.aq/stations/progress/progress_ru.html). В летний период характерен суточный ход направления и скорости ветра. Ночью, как правило, наблюдается восточный ветер с усилениями до 10 м/с и более, затем во второй половине суток он значительно ослабевает и может менять направление на западное и юго-западное. Осадки в районе станции выпадают в основном в виде

снега, летом в – в виде снежных зерен, крайне редко в виде дождя. Среднегодовая сумма осадков составляет, по данным за 2004 – 2019 г., 180 мм.

В пределах оазиса Холмы Ларсеманн известно более 150 пресных озёр. Наиболее планомерное их описание, включающее в том числе основные морфометрические характеристики, приведено в Атласе, составленном по результатам работ австралийской антарктической экспедиции (Gillieson et al., 1990). Более подробные сведения о строении и гидрологическом режиме некоторых из этих водоёмов изложены в материалах современных исследований. Так, к настоящему времени достаточно полно изучены озёра полуострова Брокнес. Именно в этой части оазиса известны наиболее крупные и глубокие водоёмы оазиса: озеро Прогресс (наибольшая приводимая в публикациях площадь водной поверхности оценивается в 203,6 тыс. м² (Grigoreva et al., 2023), максимальная глубина 42 м (Пряхина и др., 2020)), озеро Скандретт (площадь водной поверхности 157,9 тыс. м², максимальная глубина 17,6 м (Боронина и др., 2019)), озеро Болдер (площадь водной поверхности 194,9 тыс. м², максимальная глубина 45 м (Voronina et al., 2021)). Остальные озёра оазиса характеризуются небольшими глубинами, не превышающими 9 м (Артамонова и др., 2019).

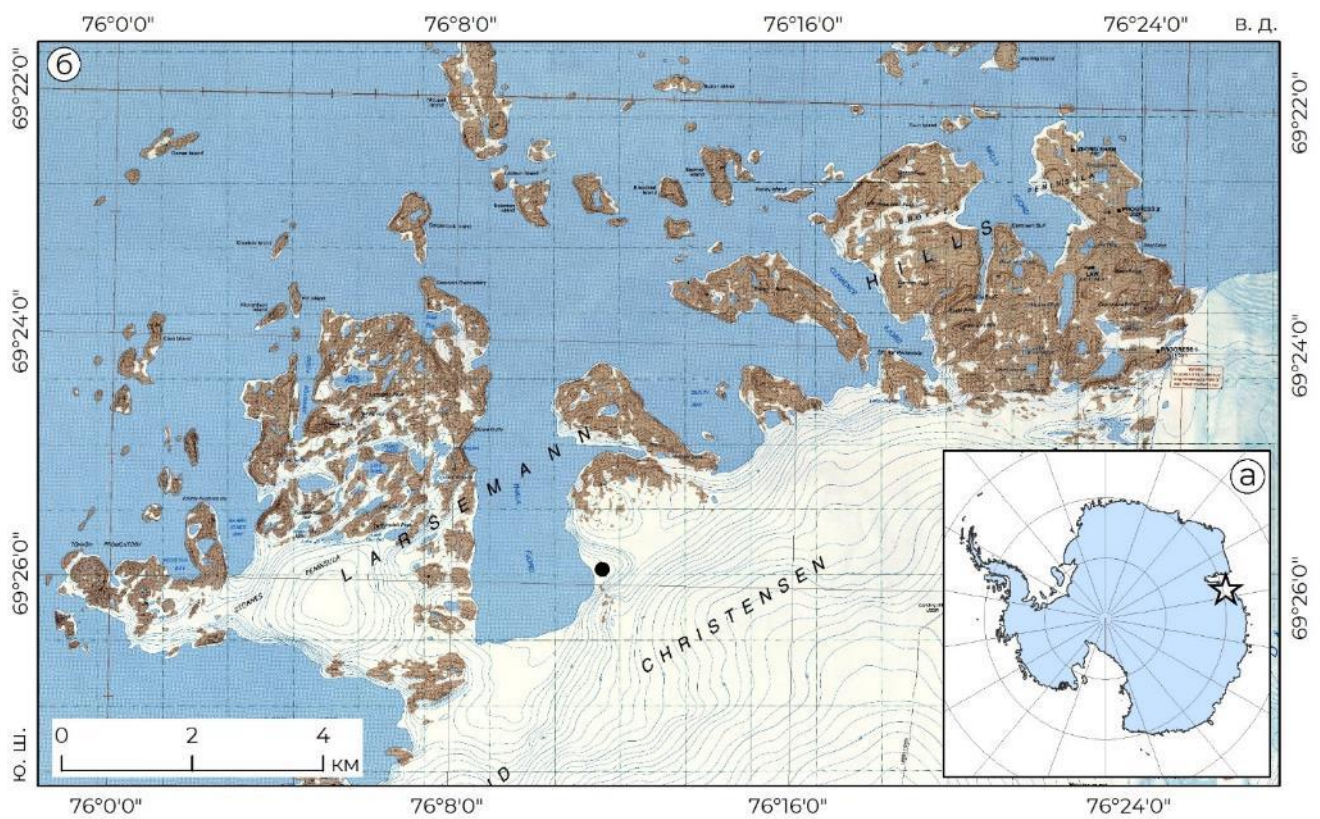


Рис. 5. Схема расположения (а) и карта-схема (б) оазиса Холмы Ларсеманн (Australian Antarctic Division, 1991)

Гидрологический режим озёр оазиса определяется сезонностью и незначительно варьирует год от года в зависимости от метеорологических условий конкретного года. Многие из них полностью вскрываются ото льда в тёплое время, на некоторых лёд сохраняется на части

акватории в течение всего летнего периода. Известны в пределах оазиса и озёра, перекрытые мощным многолетним озёрным льдом и никогда не вскрывающиеся, за исключением закраин в береговой части. Так, в сезон 67-й РАЭ к концу декабря 2021 г. – началу января 2022 г. полностью освободились ото льда озёра Степед, Лоу, Рейд, ЛН-59, Дискашн, ЛН-73. К середине февраля 2022 г. на них началось активное формирование молодого льда. Сохранились к окончанию тёплого периода года участки не растаявшего льда на озёрах Скандретт, Прогресс и Сибторп. В качестве примера водоёмов, никогда не вскрывающихся от ледяного покрова, можно привести озеро Болдер (Полевой отчёт..., 2022).

Питание озёр происходит в кратковременный период таяния снежников и ледников, как правило – с декабря по февраль (Кузнецова и др., 2021). Сточность водоёмов может также варьировать в зависимости от условий конкретного сезона. Всегда является бессточным малое озеро Лоу; озёра Степед и Рейд в разные годы могут оставаться бессточными, а могут разгружаться путём фильтрации воды через скальный борт котловины. Практически всегда в летний период формируется открытый ручей, вытекающий из крупного озера Скандретт, а также открытый и/или подземный водоток из озера Кольское (Григорьева и др., 2022). Наконец, для некоторых озёр оазиса характерны периодические прорывные паводки. Ежегодно они наблюдаются на каскаде озёр ЛН-59 – Дискашн, раз в несколько лет – на системах Прогресс – Сибторп (Григорьева и др., 2021а, б) и Болдер – Ледяное.

Интерес учёных к исследованию прорывоопасных озёр оазиса Холмы Ларсеманн во многом был вызван формированием провала в западной части ледника Долк – действительно уникальным явлением. С 2017 г. здесь были начаты систематические многолетние работы. Результаты этих исследований позволили изучить или уточнить морфометрические характеристики некоторых озёр (Боронина и др., 2019; Григорьева и др., 2022), оценить преобладающие факторы формирования поверхностного притока (Кузнецова и др., 2021), перейти к формальному описанию механизмов прорывных паводков (Пряхина и др., 2020).

Как это часто бывает, мотивация к изучению прорывных паводков оазиса многогранна и в большой степени определяется прикладными задачами. В пределах Холмов Ларсеманн расположены зимовочные станции Прогресс (Россия), Чшунжань (Китай), Бхарати (Индия) и полевая база Лоу-Раковита (Австралия и Румыния). Работы по их снабжению осуществляются с ноября по март и включают значительный объём наземных грузовых операций. Кроме того, отсюда берут начало санно-гусеничные походы, обеспечивающие жизнедеятельность внутриконтинентальных антарктических станций Куньлунь (Китай, временно законсервирована) и Восток (Россия). Дополнительная нагрузка на объекты транспортной инфраструктуры, расположенные в оазисе и вблизи него, возникла с началом работ по возведению на станции Восток нового зимовочного комплекса: так, в течение сезонных операций 67-й РАЭ

(2021/2022 г.) в районе станции Прогресс было принято 4953 м³ дизельного топлива и около 7000 тонн грузов, предназначенных для строительных работ. Сжатый график работ и высокая степень ответственности диктуют строгие требования к безопасности транспортных операций. С этой позиции выявление и прогнозирование в том числе опасных гидрологических объектов и явлений является актуальной и сугубо прикладной задачей.

С другой же стороны, прорывные озёра оазиса Холмы Ларсеманн представляют собой объекты, удобные и интересные с позиций фундаментальной науки. Они характеризуются хорошей транспортной доступностью, что позволяет без труда доставлять к участкам работ любой необходимый объём научного оборудования; они, благодаря работам предшественников, хорошо изучены на базовом уровне, что даёт нам возможность сосредоточиться исключительно на интересующих нас аспектах их гидрологического режима. Важно также и то, что за многие годы наблюдений установлены озёра, для которых наиболее вероятны ежегодные прорывы. На таких объектах удобно выполнять экспериментальные мониторинговые работы, направленные на всестороннее изучение эволюции прорывных паводков.

Глава 2. Обоснование геофизических методов исследования

Основными объектами исследования в рамках диссертации являются ледниковые озёра, а основными изучаемыми средами – озёрная вода, снег, лёд. В этой главе приводится краткая характеристика свойств этих сред, принципиальных при выполнении геофизических работ, и обоснование задействованных методов геофизики с учётом специфики исследуемых объектов и явлений.

2.1. Характеристика исследуемых сред

Гидрохимические и гидрофизические характеристики озёрных вод

Гидрохимический и термический режимы озёр, а именно – вариации температуры, минерализации и рН озёрных вод, – являются наиболее важными чертами при проектировании геофизических изысканий. Для водоёмов, рассматриваемых в диссертации, охарактеризуем их по данным 67-й РАЭ (2021/2022 г.), 68-й РАЭ (2022/2023 г.) и по литературным данным. При определении параметров воды в полевых условиях использовался мультимонитор Ultrapen PT1 (Muron L Company, США). Точность прибора составляет $\pm 0,1^\circ\text{C}$ и $\pm 1\%$ от показаний минерализации.

Таблица 1. Характеристики воды некоторых озёр оазиса Холмы Ларсеманн

Название озера	Полевые наблюдения в сезоны 67-й и 68-й РАЭ						1	2
	Период наблюдений		Температура воды, $^\circ\text{C}$		Минерализация, мг/л		рН	рН
	Начало	Конец	Мин.	Макс.	Мин.	Макс.		
ЛН-59	07.12.21	18.02.22	1,5	10	60	130	6,4	-
Дискашн	07.12.21	18.02.22	2	9	62	160	6,6	6,13
Прогресс	09.12.21	18.02.22	0,2	10,2	10	80	6,68	5,89
Сибторп	14.12.21	18.02.22	0,5	12	64,5	81	6,4	5,77
ЛН-73	07.12.21	13.02.22	1	7,2	50	129	7,21	6,26
Лючия*	07.12.21	13.02.22	0,5	2,0	4	51	-	-
Болдер	Единичное измерение 11.12.2021		0,5		24,8		-	6,20
Антарес**	Гидрохимическая вертикаль 30.03.2023		0,1	0,5	25,9	32,9	-	-

1 – (Gillieson et al., 1990); 2 – (Боронина и др., 2019)

*рабочее название, не утверждённое на топографических картах; входит в подлёдную часть озера Прогресс (подробнее см. в разделе 3.1)

**рабочее название, не утверждённое на топографических картах

Согласно данным, приведённым в Таблице 1, температура озёрных вод в целом достаточно низкая. Максимальное измеренное значение составляет $10,2^\circ\text{C}$, при этом необходимо учитывать, что измерения выполнялись в хорошо прогреваемом приповерхностном слое воды на водомерных постах, расположенных в прибрежных частях озёр. Наиболее низкой температурой ($0,1 - 2,0^\circ\text{C}$) характеризуется вода в озёрах Лючия, Болдер, Антарес, перекрытых многолетним льдом. Для них же свойственны и наиболее низкие показатели минерализации.

Минерализация воды остальных озёр, хотя и меняется в течение летнего периода, не превышает 160 мг/л, то есть вода в них является от ультрапресной до умеренно пресной. Справедливо будет упомянуть, что в оазисе есть и озёра, минерализация воды в которых достигает существенно больших значений: озеро Лоу (1892 мг/л), озеро Рейд (871 мг/л), однако в рамках данной работы эти объекты не рассматриваются.

Согласно (Gillieson et al., 1990), среднее по оазису значение рН озёрных вод составляет 6,86; среднее для полуострова Брокнес – 6,83. Значения рН для конкретных озёр, представляющих интерес в контексте данной работы, показаны в Таблице 1 и варьируют от 6,4 до 7,21. Эти сведения расходятся с более поздними материалами, полученными А.С. Борониной в ходе работ 63-й РАЭ: для каждого из рассматриваемых озёр значение водородного показателя согласно (Боронина и др., 2019) ниже значений, показанных у (Gillieson et al., 1990). В качестве причины такого расхождения можно было бы предположить сезонную изменчивость гидрохимических характеристик воды, однако подтвердить эту гипотезу невозможно, поскольку в работе (Gillieson et al., 1990) мы не находим информации о точном времени выполнения полевых работ. Тем не менее, можно заключить, что в целом исследуемые воды исследуемых озёр являются слабокислыми или нейтральными.

Физические параметры снега

Ключевыми физическими параметрами снега при выполнении геофизических работ являются плотность и влажность. Оценим вариации этих значений на примере данных, полученных в снежных шурфах в сезон 65-й РАЭ (2019/2020 г.) вблизи озера Прогресс 10.12.2019 (Рис. 6а) и озера ЛН-59 20.12.2019 (Рис. 6б). На озере Прогресс шурф располагался в пределах прошлогоднего канала прорыва, заметённого за зиму снегом, а на озере ЛН-59 – на многолетнем снежнике.

В обоих шурфах плотность и влажность уменьшаются с глубиной – в шурфе вблизи озера Прогресс эта тенденция выражена сильнее, в шурфе на озере ЛН-59 – менее явно. Достаточно близко для обеих точек наблюдения и значения максимальных, минимальных и средних значений обоих параметров (Таблица 2). Особенно примечательной чертой является именно схожесть значений плотности, ведь на оз. Прогресс шурф располагался в пределах однолетнего снежного слоя, а на оз. ЛН-59 – в пределах многолетнего снежника.

Таблица 2. Значения плотности и объёмной влажности в снежных шурфах

Расположение	Плотность, г/см ³			Объёмная влажность, м ³ /м ³		
	Макс.	Мин.	Средн.	Макс.	Мин.	Средн.
оз. Прогресс	0,68	0,24	0,45	0,13	0,07	0,10
оз. ЛН-59	0,76*	0,34	0,49	0,16	0,09	0,13

*плотная корка фирнизированного снега

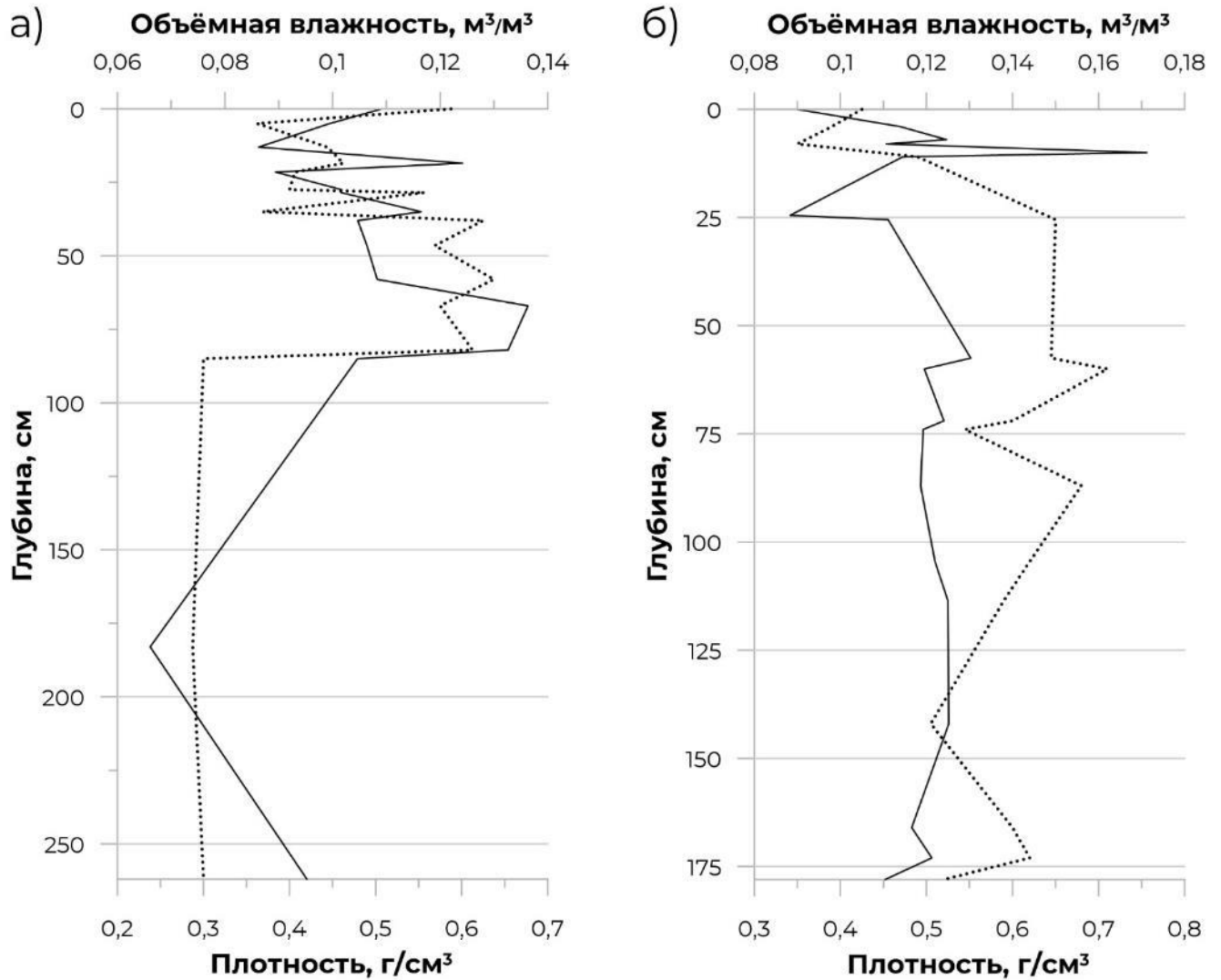


Рис. 6. Плотность и объёмная влажность снега в шурфах вблизи озера Прогресс (а) и озера LH-59 (б)

Сплошной линией показана плотность, пунктирной – объёмная влажность

Важно отметить, что характеристики снежного покрова претерпевают изменения по мере наступления тёплого периода года – в качестве примера рассмотрим результаты наблюдений в снежном шурфе на перемычке оз. Прогресс в сезон 67-й РАЭ (2021/2022 г.). По техническим причинам измерения влажности в этом полевом сезоне не проводились. Для анализа доступны наблюденные изменения температуры (Рис. 7а) и плотности (Рис. 7б, в).

Температура в шурфе на протяжении ноября-декабря стабильно растёт: на 09.11.2021 среднее значение составляет $-10,4^{\circ}\text{C}$, к 20.11.2021 оно возрастает до $-7,6^{\circ}\text{C}$, а 02.12.2021 равняется $-5,4^{\circ}\text{C}$. При этом в начале декабря появляется наиболее отчётливо выраженная изменчивость температуры по глубине; менее выраженной она становится к середине месяца и, наконец, практически исчезает к 21.12.2021. В конце декабря температурный профиль полностью лежит в положительной области, а среднее значение температуры составляет $+0,65^{\circ}\text{C}$.

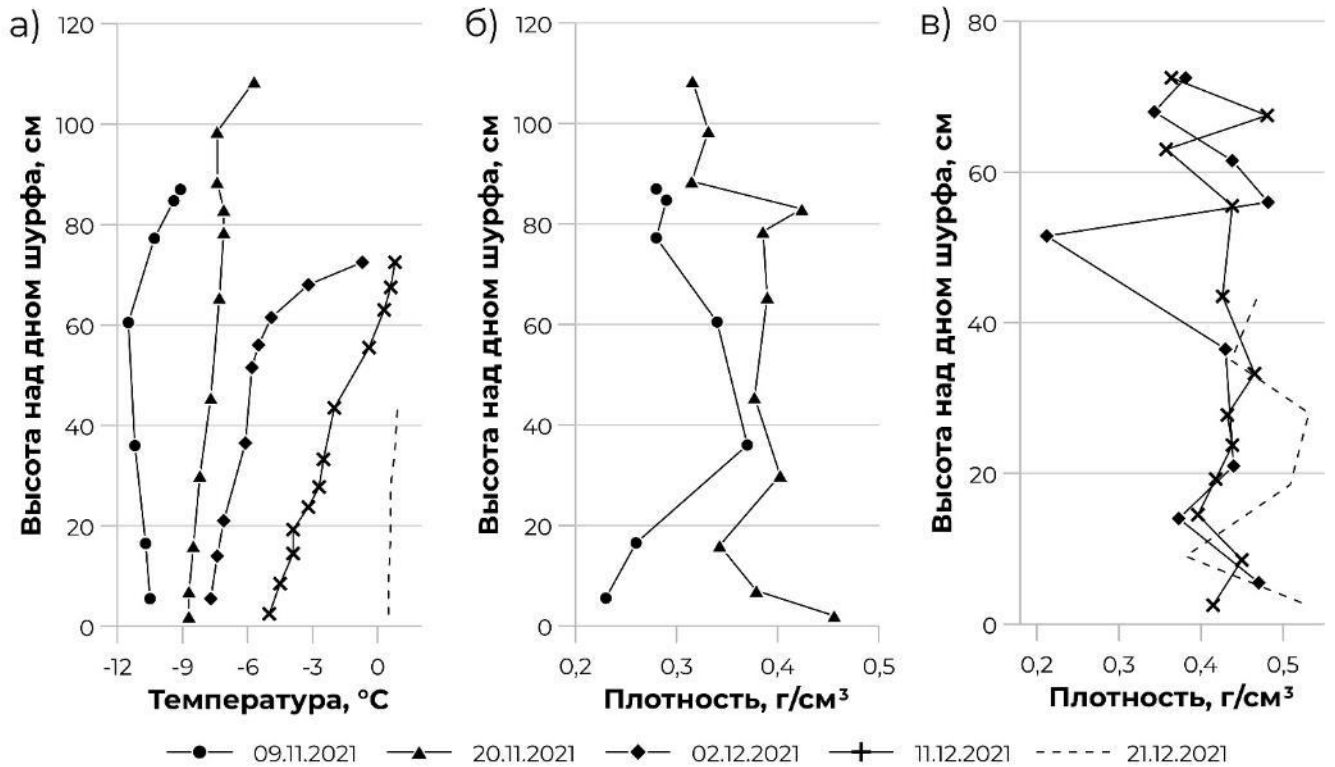


Рис. 7. Внутрисезонные изменения температуры и плотности снега в шурфе на оз. Прогресс
 а – изменение распределения температуры по глубине; б – изменение распределения плотности по глубине в ноябре 2021 г.; в – изменение распределения плотности по глубине в декабре 2021 г.

Распределение плотности по глубине в течение сезона неравномерное. Тем не менее, среднее значение плотности в течение периода наблюдений возрастает от $0,29 \text{ г/см}^3$ по состоянию на 09.11.2021 до $0,48 \text{ г/см}^3$ к концу декабря 2021 г. Отчётливо видно, как уменьшается за сезон и мощность снега в шурфе.

Физические параметры льда

Работы по изучению свойств льда выполнялись в значительно меньшем объёме, чем исследование свойств и изменчивости снежного покрова. Это объясняется тем, что снежная среда а) более чувствительна к метеорологическим условиям; б) играет определяющую роль при прорывах озёр через снежно-ледовые перемычки. Характеристики льда в районе работ рассмотрим сжато и по литературным данным.

В рамках сезонных работ 63-й РАЭ (2018/2018 г.) в западной части ледника Долк проводилось бурение с отбором и описанием ледовых кернов на глубину до 5 м (Суханова и др., 2020). Температура льда в этой точке варьировала от $-4,5^\circ\text{C}$ до 0°C , причём максимальное значение достигалось на глубине 0,5 м. До глубины 3,7 м значения температуры уменьшались до $-4,5^\circ\text{C}$, а ниже выравнивались вблизи отметки -3°C . Плотность льда лежала в интервале между $0,8$ и $0,95 \text{ г/см}^3$. Схожие данные были получены и при отборе керна южнее, вблизи озера Болдер

(Попов и др., 2018). Дальнейшие расчёты, выполненные на основании полученных значений плотности, показали, что среднее значение относительной диэлектрической проницаемости льда в пределах участка составляет 3,13 ед., что хорошо согласуется с общепринятыми значениями. Это значение автор впоследствии использовал при обработке данных георадиолокации в том случае, если отсутствовала возможность определить его локально и более достоверно.

2.2. Метод георадиолокации: особенности при исследовании гляциологических объектов

Относительная диэлектрическая проницаемость

Основным параметром среды, определяющим кинематику полей в волновых методах геофизики, является скорость распространения волн. При изучении немагнитных сред, удельное электрическое сопротивление которых превышает 10 Ом×м, скорость электромагнитной волны V зависит только от относительной диэлектрической проницаемости ε (Владов, Судакова, 2017) и определяется по формуле (1):

$$V = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon}}, \quad (1)$$

где c – скорость света в вакууме.

Рассмотрим способы оценки относительной диэлектрической проницаемости (и/или скорости электромагнитной волны в среде), применявшиеся в рамках выполняемых исследований.

1. Расчётные методы

Согласно табличным данным, стандартные значения относительной диэлектрической проницаемости для льда составляют 3-4 ед., общепринятое значение для воды составляет 81 ед. (Владов, Судакова, 2017). Однако в действительности мы сталкиваемся с более сложными зависимостями, которые определяются физико-химическими параметрами исследуемых толщ.

Относительная диэлектрическая проницаемость воды

В рамках выполняемых работ мы имеем дело с ледниковыми озёрами, вода в которых является пресной или ультрапресной, следовательно, обладает крайне низкими значениями удельной электропроводности (для исследуемых объектов она не превышает 329 мкСм/см – измерения выполнены в рамках сезона 67-й РАЭ, не опубликовано), а количество растворённых примесей мало. Следовательно, основным параметром, определяющим относительную диэлектрическую проницаемость, в этом случае будет являться температура воды T (Финкельштейн и др., 1977). Эта зависимость описывается экспериментальными соотношениями 2 (Ray, 1972) и 3 (Черняк, 1987):

$$\varepsilon = 78,54[1 - 4.579 \times 10^{-3}(T - 25) + 1.19 \times 10^{-5}(T - 25)^2 - 2.8 \times 10^{-8}(T - 25)^3] \quad (2)$$

$$\varepsilon = \frac{80}{[1 + 0.0048(T - 20)]} \quad (3)$$

Воспользуемся этими зависимостями для оценки возможных значений относительной диэлектрической проницаемости воды, содержащейся в исследуемых озёрах (Таблица 3).

Таблица 3. Расчёт относительной диэлектрической проницаемости в зависимости от значений температуры воды, наблюдаемых на изучаемых водных объектах

<i>Температура воды, °С</i>	<i>ε по соотношению (2)</i>	<i>ε по соотношению (3)</i>
0	88,11	88,50
5	86,11	86,21
10	84,141	84,03

Мы видим, что приведённые формулы показывают схожие результаты (в своих исследованиях автор чаще использовал формулу Черняка в силу её более простого и удобного вида). При изучении подледниковых озёр и озёр, покрытых мощным слоем озёрного льда, мы принимаем, что температура воды в них близка к 0°С. Следовательно, при отсутствии возможности определить относительную диэлектрическую проницаемость полевыми методами, будем считать, что водной толще таких объектов соответствует $\varepsilon = 88,5$ ед.

Относительная диэлектрическая проницаемость льда, фирна и снега

Согласно (Глазовский, Мачерет, 2014), в диапазоне 1–1000 МГц диэлектрическая проницаемость тёплого льда преимущественно зависит от содержания в нём воды (а при работах в антарктических оазисах и вблизи них мы, как правило, встречаем тёплый лёд). Зависимость относительной диэлектрической проницаемости двухкомпонентных смесей, в которых твёрдая фаза представлена льдом, снегом или фирном, а поры заполнены водой, от содержания воды, описывается формулой 4 (Looyenga, 1965):

$$\varepsilon = \left[\varepsilon_{\text{ТВ.СР.}}^{\frac{1}{3}} + W \left(\varepsilon_{\text{В}}^{\frac{1}{3}} - \varepsilon_{\text{ТВ.СР.}}^{\frac{1}{3}} \right) \right]^3, \quad (4)$$

где $\varepsilon_{\text{ТВ.СР.}}$ – относительная диэлектрическая проницаемость твёрдой фазы, $\varepsilon_{\text{В}}$ – относительная диэлектрическая проницаемость воды, W – содержание воды.

К примеру, приняв $\varepsilon_{\text{ТВ.СР.}} = 3,13$, $\varepsilon_{\text{В}} = 88,5$, $W = 0,05$, мы получим для увлажнённой двухкомпонентной смеси значение $\varepsilon = 4,19$ ед. Относительная диэлектрическая проницаемость снега с плотностью 0,29 г/см³ и объёмной влажностью 0,10 м³/м³ составляет 3,29 ед.

Для случаев, когда разрез сложен сухим снегом/фирном/льдом, значение относительной диэлектрической проницаемости зависит в основном от плотности ρ [г/см³] и аппроксимируется рядом простых соотношений 5 (Robin et al., 1969), 6 (Robin, 1975), 7 (Covacs et al., 1993), 8 (Frolov, Macheret, 1999):

$$\varepsilon = (1 + 0,85\rho)^2 \quad (5)$$

$$\varepsilon = (1 + 0,848\rho)^2 \quad (6)$$

$$\varepsilon = (1 + 0,845\rho)^2 \quad (7)$$

$$\varepsilon = (1 + 0,857\rho)^2 \quad (8)$$

При расчёте относительной диэлектрической проницаемости снега, фирна и льда на основании данных об их плотности автором наиболее часто использовалась формула Ковакса (7).

2. Сопоставление данных бурения и данных георадиолокации

Распространение электромагнитных волн в среде подчиняется принципам геометрической оптики. Следовательно, среднюю скорость распространения радиоволны V можно определить согласно формуле (9):

$$V = \frac{2H}{t \cos\alpha} = \frac{2H}{t_0}, \quad (9)$$

где H – глубина по вертикали до целевой границы, α – угол наклона границы, t – время запаздывания отражённого сигнала от целевой границы, измеренное у устья скважины, t_0 – наименьшее время запаздывания отражённого сигнала от целевой границы, измеренное у устья скважины.

В программной среде обработки учёт данных бурения может производиться путём подбора значения относительной диэлектрической проницаемости/скорости и сопоставления мощности толщи, полученной при таком значении, с данными бурения.

3. Оценка по годографам дифрагированных волн

Дифрагированные волны – это волны рассеяния на локальных неоднородностях, контрастирующих по скоростным параметрам со вмещающей средой. Примерами объектов, генерирующих дифрагированные волны при работах на ледниках, могут являться моренные включения, антропогенные объекты, стенки ледниковых трещин и др. Годограф дифрагированной волны представляет собой гиперболу, симметричную относительно проекции точки дифракции на линию профиля. Его уравнение в общем случае выглядит следующим образом (10):

$$t = \frac{\sqrt{h_0^2 + x_0^2}}{V} + \frac{\sqrt{(x - x_0)^2 + h_0^2}}{V}, \quad (10)$$

где t – время прихода волны в точку наблюдения, h_0 – глубина от точки дифракции до точки проекции её на поверхность, x_0 – горизонтальное расстояние от источника до точки проекции точки дифракции на поверхность, V – скорость волны в среде.

Для случая совмещённого источника и приёмника (а при работах методом георадиолокации мы обычно принимаем, что источник и приёмник совмещены), уравнение годографа принимает вид (11):

$$t = \frac{2\sqrt{x^2 + h^2}}{V}. \quad (11)$$

Отсюда скорость волны в среде можно определить согласно (12):

$$V = \frac{2\sqrt{x^2 + h^2}}{t}. \quad (12)$$

При обработке данных георадиолокации для определения скорости (и относительной диэлектрической проницаемости) по годографу дифрагированной волны совмещают теоретическую гиперболу, рассчитываемую программными средствами, с наблюденной, добиваясь их совпадения. Важно отметить, что такой метод даёт нам среднюю скорость всей толщи, лежащей выше точки дифракции, а не конкретного слоя.

Обзор методов определения относительной диэлектрической проницаемости, приведённый выше, не претендует на полноту и включает лишь те основные способы, которые использовались автором в рамках выполненных работ. В частности, не рассмотрены такие методы как наклонные зондирования, радиолокационный каротаж, межскважинное просвечивание. Они освещены в деталях как с теоретической, так и с практической точки зрения в фундаментальных обобщающих трудах (Мачерет, 2006; Глазовский, Мачерет, 2014).

Обобщим основные положения, касающиеся методов определения скоростных параметров зондируемых сред в контексте выполненных исследований:

-Для корректного использования расчётных методов требуется знать основные параметры сред: для воды – температуру и электропроводность, для снега, льда и фирна – влажность и/или плотность.

-Корректным способом определения относительной диэлектрической проницаемости является расчёт по годографам дифрагированных волн. Среди ограничений такого метода можно назвать следующие: (1) хорошая точность требует обработки большого количества годографов; (2) годографы должны быть ярко выраженными, с длинными симметричными ветвями.

-Бурение с промерами глубин представляется наиболее точным способом установления скоростных параметров среды. Тем не менее, важно понимать, что даже в пределах небольшого участка исследования возможна значительная пространственная изменчивость характеристик зондируемых толщ, влияющих на значения относительной диэлектрической проницаемости. Самым простым примером является наличие локальных обводнённых зон.

Разрешающая способность георадиолокации

Разрешающая способность по глубине – это минимальное расстояние, на котором могут быть различимы два отражающих объекта или их детали. Принято определять её как величину, составляющую от $\frac{1}{2}$ до $\frac{1}{4}$ длины волны λ .

Рассчитаем теоретически значения разрешающей способности при изучении снега и льда с антенными блоками, работающими на разных частотах (Таблица 4).

Таблица 4. Разрешающая способность метода георадиолокации при работах на разных частотах в снежно-ледовых средах

<i>Среда</i>	ε	<i>150 МГц</i>		<i>500 МГц</i>		<i>900 МГц</i>	
		$\lambda/2, м$	$\lambda/4, м$	$\lambda/2, м$	$\lambda/4, м$	$\lambda/2, м$	$\lambda/4, м$
<i>Лёд</i>	3,2	0,56	0,28	0,17	0,08	0,09	0,05
<i>Снег</i>	1,4	0,84	0,42	0,25	0,13	0,14	0,07

Приведённые выше частоты зондирования относятся к диапазону, наиболее часто используемому в инженерно-геофизических работах методом георадиолокации. В рамках выполненных исследований наиболее часто применялся антенный блок, обеспечивающий центральную частоту зондирования 500 МГц. Разрешающая способность метода с его использованием составляет 8–17 см при работах на льду и 13–25 см при изучении снежного покрова, отвечая поставленным перед исследованиями задачам.

Коэффициент отражения

Одной из ключевых характеристик сред, исследуемых при помощи волновых методов геофизики, является коэффициент отражения (отношения амплитуды отражённой волны к амплитуде падающей волны). При нормальном падении волны на границу и без учёта явления проводимости коэффициент отражения $K_{отр}$ определяется согласно формуле 13:

$$K_{отр} = \frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}}, \quad (13)$$

где ε_1 и ε_2 – диэлектрические проницаемости верхней и нижней толщ соответственно.

Знак коэффициента отражения означает направление напряжённости отражённой волны и является положительным, если скорость в нижней среде больше скорости в верхней среде. В георадиолокации мы часто наблюдаем обратную ситуацию, поскольку с глубиной возможно увеличение влажности зондируемых сред, что приводит к уменьшению в них скорости электромагнитной волны.

Оценим по формуле (13) значения коэффициента отражения для границ снег-лёд, лёд-вода, лёд-горная порода (Таблица 5).

Таблица 5. Примеры коэффициентов отражения основных изучаемых сред при нормальном падении без учёта проводимости

<i>Граница</i>	ε_1	ε_2	$K_{отр}$
<i>Снег-лёд</i>	1,4	3,2	-0,20
<i>Лёд-вода</i>	3,2	88	-0,67
<i>Лёд-горная порода</i>	3,2	6	-0,15

Мы действительно наблюдаем, что коэффициенты отражения, наблюдаемые для трёх основных в рамках исследования случаев, являются отрицательными. Кроме того, видно, что из всех целевых границ наибольшим по модулю значением $K_{отр}$ характеризуется граница льда и воды, – и это можно рассматривать как диагностический признак при изучении объектов и явлений гидрологической природы.

2.3. Метод естественного электрического поля: применение в задачах гидрогеофизики

Возникновение естественного электрического поля возможно вследствие трёх основных причин. Первая – это существование сплошного электронного проводника (сплошные сульфидные руды, графит), на границах которого развиты области с различными значениями окислительно-восстановительного потенциала. ЕП электрохимической природы может использоваться как в комплексе методов поиска месторождений полезных ископаемых, так и при региональных работах (к примеру, М.П. Кашкевич (2000) показывает применимость метода ЕП для картирования глубинных графитизированных разломов).

Следующая причина возникновения естественного электрического поля – контакт растворов разной минерализации. Это проявление ЕП применяется, в частности, в кюветах методом собственных потенциалов и позволяет дифференцировать пласты различного литологического состава и проводить оценку минерализации пластовых вод (Титов, Коносавский, 2014). Наконец, третий тип естественного электрического поля – ЕП фильтрационной природы. В настоящее время интерес к нему обусловлен преимущественно гидрогеологическими приложениями, поскольку применение метода ЕП в этом случае даёт возможность изучать поток воды в грунтах и горных породах с большей детальностью, чем это позволяют скважины (Михайленко и др., 2019). Рассмотрим ниже ключевые понятия теории ЕП фильтрационного генезиса.

Естественное электрическое поле фильтрационной природы: базовые теоретические положения

На поверхности пор горных пород существует двойной электрический слой (ДЭС), образующийся за счёт диссоциации ионов твёрдой фазы с переходом их в раствор и адсорбции ионов раствора. При рассмотрении силикатных горных пород и растворов, рН которых превышает 2,5–3, принимается, что поверхность твёрдой фазы заряжена отрицательно (Титов, Коносавский, 2014).

В строении ДЭС участвуют заряженная поверхность твёрдой фазы, плотный слой адсорбированных ионов (слой Гельмгольца) и диффузный слой, распространяющийся вглубь раствора. Образование диффузного слоя происходит под действием кулоновских сил (притяжение катионов и отталкивание анионов) и диффузии. Граница между плотным слоем и диффузным слоем – граница скольжения – характеризует раздел между неподвижной водой и

водой, способной перемещаться под действием градиента напора. Этой границе соответствует характерное значение потенциала – дзета-потенциал (ζ -потенциал).

За счёт отрицательного заряда поверхности твёрдой фазы в двойном электрическом слое наблюдается избыток катионов и недостаток анионов, причём избыток катионов превышает величину дефицита анионов. Важным следствием этого является наличие в поре объёмного электрического заряда. При возникновении градиента напора и движении воды в поре подвижные ионы диффузного слоя перемещаются, что приводит к возникновению электрического тока и электрического поля. Интенсивность возникающего естественного электрического поля описывается уравнением Гельмгольца-Смолуховского (14):

$$\frac{E}{P'} = \frac{\varepsilon\zeta}{\mu\sigma}, \quad (14)$$

где E – напряжённость электрического поля, P' – градиент давления, ε – диэлектрическая проницаемость, μ – вязкость флюида, σ – электропроводность.

Обратив внимание на запись формулы (14), можно заметить, что интенсивность возникающего электрического поля обратно пропорциональна электропроводности раствора. Правую часть уравнения (14) принято использовать в качестве самостоятельного петрофизического параметра – коэффициента потенциала фильтрации C .

Примем, что в изучаемой среде концентрация вещества равномерна, а среда является изотермической. Тогда в ней действуют только две силы – электрическое поле ∇U и градиент напора ∇H . Они порождают два потока – плотность тока \mathbf{j} и поток воды \mathbf{u} , связанные феноменологическими коэффициентами (15):

$$\begin{pmatrix} \mathbf{j} \\ \mathbf{u} \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma & L \\ L & K \end{bmatrix} \cdot \begin{pmatrix} -\nabla U \\ -\nabla H \end{pmatrix} \quad (15)$$

где σ – электропроводность, L – перекрёстный коэффициент потенциала течения, K – коэффициент фильтрации.

Плотность тока \mathbf{j} определяется током проводимости и током фильтрации (16):

$$\mathbf{j} = -(\sigma\nabla U + L\nabla H). \quad (16)$$

Согласно закону сохранения заряда, дивергенция полного тока в системе равна нулю (17):

$$\nabla \cdot \mathbf{j} = 0. \quad (17)$$

Уравнение Пуассона для потенциала ЕП выглядит следующим образом (18):

$$\nabla \cdot (\sigma\nabla U) = -\nabla \cdot (L\nabla H). \quad (18)$$

Правая часть уравнения (18), определяющая источник поля, зависит от градиента напора. Получить распределение напоров можно, решив уравнение диффузии (19):

$$S \frac{\partial H}{\partial t} = \nabla \cdot (K\nabla H) + q_h, \quad (19)$$

где S – упругоёмкость, q_h – сторонние источники воды, входящей в пористую среду.

Источник поля ЕП, записанный в правой части уравнения (18), можно выразить в терминах напоров следующим образом (20):

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla U) = -L \left(\frac{S}{K} \frac{\partial H}{\partial t} + \nabla(\ln L - \ln K) \cdot \nabla H + \frac{q_h}{K} \right). \quad (20)$$

Первое слагаемое в скобке отражает изменение напора со временем, второе в первом приближении – вариации коэффициента фильтрации, третье отвечает сторонним источникам. Уравнение (20) наглядно показывает зависимость электрического поля от источников, связанных с гидродинамикой подземных вод.

Подведём итог, анализируя применимость метода ЕП в задачах, поставленных в рамках диссертации. Теория метода хорошо развита, а на практике он успешно применяется в задачах гидрогеофизики. Однако отметим, что теоретические основы, изложенные выше, показаны в общем случае для силикатных горных пород. Мы же имеем дело со снежной средой, не только имеющей состав, отличный от SiO_2 , но и претерпевающей изменения по мере воздействия на неё водной фазы. Следовательно, общая теория и общие методы моделирования здесь неприменимы; необходимы иные модели, описывающие возникновение ЕП именно в снегу. Благоприятным же теоретическим положением является тот факт, что интенсивность естественного электрического поля фильтрационной природы тем сильнее, чем меньше электропроводность раствора. Работая в природных условиях, сложно найти более пресные водоёмы, чем озёра Антарктиды, котловины которых сложены слаборастворимыми древними породами, питание осуществляется за счёт талых вод ледников и снежников, а испарение невелико.

Измерения ЕП фильтрационной природы в снежно-ледовых средах: мировой опыт

Экспериментальные исследования, направленные на измерение естественного электрического поля на ледниках, предпринимались сравнительно небольшим количеством научных групп. Одной из первых работ, в которой фигурирует метод ЕП при исследовании ледовых сред, является публикация (Blake, Clarke, 1999), однако целью авторов являлось изучение свойств донного материала ледников и гидрологических процессов на контакте ледника и горных пород.

Оценки свойств и значений дзета-потенциала (важнейшей характеристики фильтрационного ЕП) проводились ранее и опубликованы в статьях (Drzymala et al., 1999; Kallay et al., 2003). Согласно данным этим данным, значение дзета-потенциала на границе льда и воды может варьировать в пределах $\sim 0,01 - \sim 0,02$ В.

Основополагающей работой, посвящённой именно теории естественного электрического поля, возникающего при фильтрации воды через снег, является публикация (Kulesa et al., 2012). В ней приводятся теоретические положения и результаты численного моделирования сигналов, верифицированные лабораторными экспериментами на снежных колонках. Особое внимание

авторы уделяют изучению свойств дзета-потенциала и дают его оценки, скорректированные с учётом влияния свойств поровой жидкости. Эти оценки по порядку величины схожи с приведёнными в более ранних публикациях: значение дзета-потенциала по (Kulesa et al., 2012), меняется от $-8,7 \times 10^{-2}$ до $+1,5 \times 10^{-2}$ В. Кроме того, авторы приводят основные факторы, влияющие на сигналы ЕП при фильтрации воды через снежную среду: к ним, помимо характеристик потока фильтрации, относятся начальные размеры зёрен снега, временная изменчивость связанной пористости и параметры талой воды (электропроводность и рН).

Практическая применимость теории, изложенной у (Kulesa et al., 2012), показана в работе (Thompson et al., 2016). В ней приводятся результаты полевых работ, выполненных авторами на Ронском леднике и леднике Юнгфрауйох. Целью исследования являлась оценка эффективности метода естественного электрического поля в задачах оценки изменения влажности снежного покрова, возникающих в результате суточного таяния. В подтверждение теории, разработанной ранее, было показано, что величина наблюдаемого потенциала претерпевает суточные изменения в пределах 60-250 мВ и связана преимущественно с проницаемостью, содержанием, электропроводностью и рН воды. Авторы делают вывод о том, что метод ЕП может являться надёжным индикатором фильтрации воды через снежную толщу, дополняя традиционные методики исследования.

Полевые исследования коллектива (Thompson et al., 2016) носили комплексный и детальный характер и включали высокоточный учёт рельефа, метеоусловий, исследование свойств снега (мощность слоёв, плотность, размер зёрен). Кроме того, при помощи лизиметра проводились прямые измерения количества фильтрующейся поровой влаги. Измерения потенциала естественного электрического поля осуществлялись по сети с ячейкой размером 0,5 м.

Отметим, что несмотря на то, что изложенную выше методику можно считать образцовой, исследования в рамках диссертации носили более упрощённый характер. Главным образом это связано с основной целью выполненных автором исследований, которой являлась качественная оценка применимости метода ЕП в специфических условиях Антарктиды и получение феноменологического представления о том, как отражены прорывные паводки ледниковых озёр в поле потенциала.

Глава 3. Применение метода георадиолокации для выявления скрытых подлёдных водоёмов

В практике работы антарктических экспедиций, как российской, так и зарубежных, основным геофизическим методом обследования приповерхностной части ледников является георадиолокация, выполняемая, как правило, в диапазоне частот от 200 до 900 МГц. Такие антенные блоки обеспечивают достаточную глубинность исследования, хорошее вертикальное разрешение, а кроме того, являются достаточно компактными и удобными в эксплуатации. Настоящая глава посвящена разработке методики, позволяющей при помощи такого аппаратно-методического комплекса выявлять и картировать озёра, перекрытые мощным ледяным покровом.

Среди задач, представляющих интерес в контексте главы, будем рассматривать два основных класса. К первому относится поиск неизвестных ранее скрытых подледниковых и внутриледниковых водоёмов – это и самоценная научная тематика, и актуальный аспект при оценке безопасности объектов инфраструктуры полярных станций. В этом случае необходимо располагать надёжными критериями, позволяющими однозначно и оперативно установить наличие на георадарных разрезах водных объектов, полностью перекрытых мощным ледниковым льдом. Работы, посвящённые таким озёрам, рассматриваются в разделах 3.1, 3.2.

Ко второму классу относится уточнение границ озёр, частично или полностью перекрытых мощным озёрным льдом, – определение и мониторинг положения уреза воды. Это важно, например, в том случае, если в непосредственной близости от водоёма проходит трасса, потенциально подверженная размыву при наступлении фронта озера. Кроме того, в совокупности с уровнем наблюдения на водомерных постах такие работы позволяют отслеживать состояние прорывоопасных озёр в течение летнего периода. Примеры подобных объектов описаны в разделе 3.3.

Прежде чем перейти к содержательной части главы, кратко охарактеризуем аппаратуру и методику работ, неизменные практически для всех описанных ниже объектов исследования. Геофизическая съёмка выполнялась при помощи георадара Zond 12e (Латвия); плано-высотное позиционирование сети наблюдений обеспечивалось совместным применением DGPS комплекса EFT (Россия) и штатного одометра георадара. Исключением являлись работы с низкочастотными антенными блоками (75 и 38 МГц), для которых отсутствует возможность подключения одометра, – в этих случаях для привязки использовался только DGPS приёмник.

Стандартный алгоритм обработки данных георадиолокации включал первичную оценку качества материалов, фильтрацию для устранения коррелированных помех, выбор профиля

усиления, оцифровку целевых границ, при необходимости – пересчёт временных разрезов в глубинные и построение схем целевых параметров.

Геодезические работы, необходимые для высокоточного измерения координат объектов, построения схем высот и прочих целей, также проводились при помощи DGPS комплекса EFT.

Все ортофотоснимки, использованные в главе, получены автором при помощи БПЛА самолётного типа OMEGA 421-08M в 2019/2020 г. (сезон 65-й РАЭ) или 2021/2022 г. (сезон 67-й РАЭ), если не сказано иное.

3.1. Разработка методики: открытие подлёдной части крупного озера Прогресс

Методика, описанная в этой главе, была впервые сформулирована в процессе изучения крупного озера Прогресс. В этом разделе подробно рассмотрим предпосылки к проведению этого исследования, основные положения методики и первые результаты её применения.

3.1.1. Озеро Прогресс: общая характеристика и изученность

Озеро Прогресс расположено в юго-восточной части полуострова Брокнес и приурочено к крупной топографической депрессии, вытянутой с юго-запада на северо-восток (Рис. 8). В тёплый период года оно вскрывается ото льда частично (Shevnina, Kourzeneva, 2017; Боронина и др., 2019) или полностью (Пряхина и др., 2020) в зависимости от метеорологических условий конкретного сезона. Питание озера преимущественно осуществляется за счёт притока талых вод снежников и ледника.

Озеро Прогресс является одним из наиболее хорошо изученных водных объектов оазиса Холмы Ларсеманн. Первые сведения о строении его котловины и морфометрических характеристиках приводятся в Атласе озер оазиса (Gillieson et al., 1990). Они дают общее представление о форме котловины: глубины были определены методом эхолотирования через каждые 20 м лишь по двум ортогональным профилям. Повторная съёмка котловины озера Прогресс была выполнена в 2012-2014 гг. (Shevnina, Kourzeneva, 2017). В рамках этой съёмки были уточнены морфометрические характеристики озера, однако батиметрическая схема представлена только в научно-техническом отчёте (Научно-технический отчёт..., 2012). Первые опубликованные сведения о детальном строении котловины озера Прогресс приводятся в работе (Пряхина и др., 2020).

Береговая линия озера Прогресс год от года меняет своё положение, что особенно заметно в западной части водоёма. Так, согласно (Australian Antarctic Division, 2005; Рис. 8a), акватория озера Прогресс была сильно вытянута в западном направлении и ограничена многолетним снежником. Однако по данным (Australian Antarctic Division, 1991; Рис. 8б) озеро в западной части было однозначно обособлено от снежника выходами горных пород, а в краевой части самого снежника существовал отдельный водоём. Стоит также отметить, что как удлинённая в

западном направлении узкая часть водоёма на Рис. 8а, так и локальное водное тело к западу от основной акватории на Рис. 8б могут в действительности являться всего лишь участками скопления сезонных талых вод.

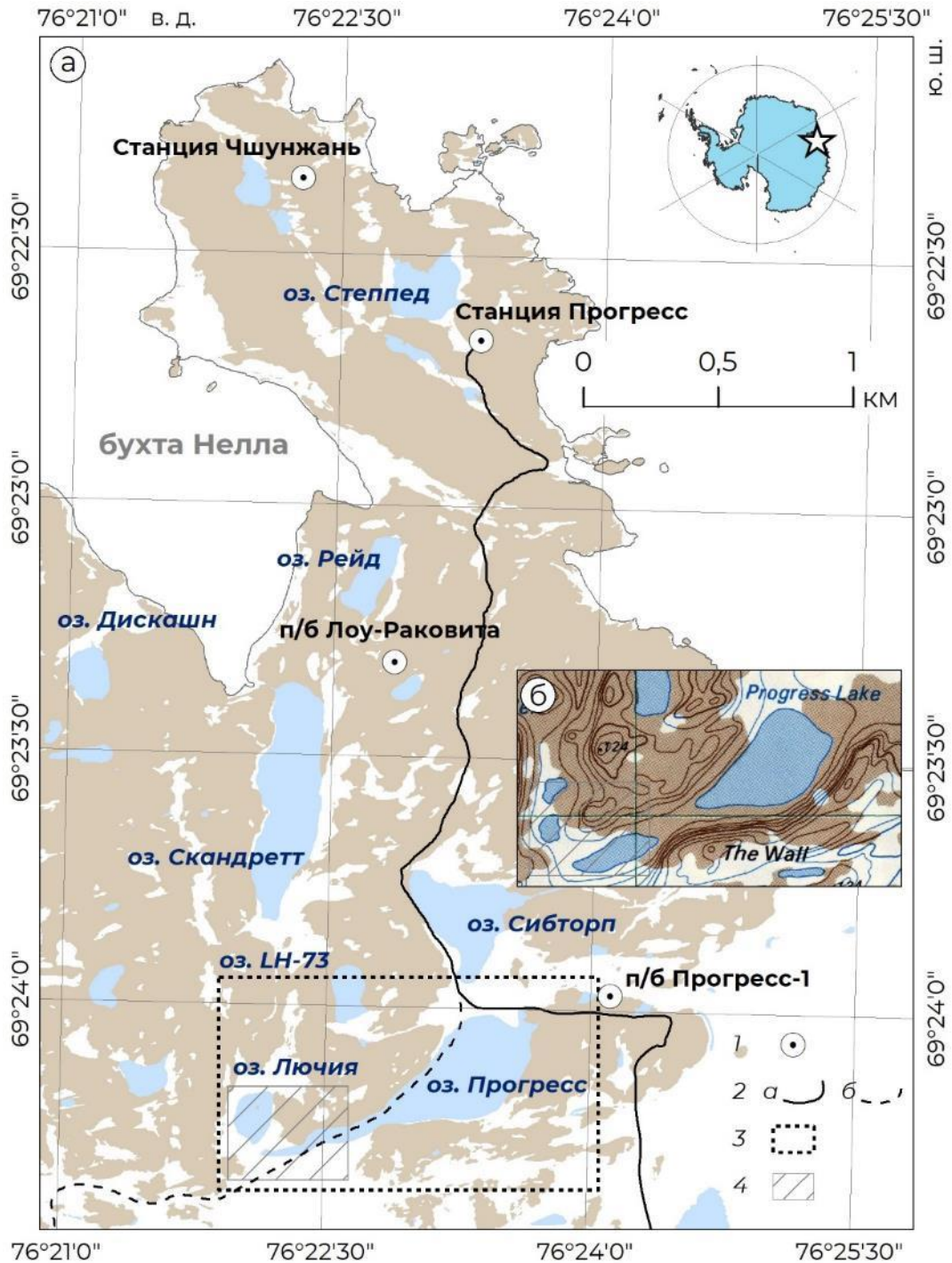


Рис. 8. Расположение участка работ и объектов исследования: а – согласно (Australian Antarctic Division, 2005), б – согласно (Australian Antarctic Division, 1991).

Условные обозначения: 1 – антарктические станции и полевые базы; 2 – трассы движения транспортной техники (а – всесезонная, б – зимняя); 3 – участок, показанный на секции б; 4 – участок полевых работ в западной части озера Прогресс

Уровенный режим озера Прогресс изучался в рамках различных научных программ (Научно-технический отчёт..., 2012; Shevnina, Kourzeneva, 2017; Пряхина и др., 2020). Амплитуда сезонных колебаний уровня, как правило, составляет не более 1 м, а характерной особенностью уровня режима являются резкие падения уровня воды в результате прорывов озера, происходящих раз в несколько лет в тёплый период года. Роль естественной плотины, подпруживающей водоём, выполняет снежно-ледовая перемычка в его северо-восточной части.

Основное внимание в рамках главы уделено исследованиям, выполненным в западной части озера Прогресс (4 на Рис. 8). Этот участок представляет собой понижение в рельефе, занятое многолетними снежниками, к югу постепенно переходящими в крутой ледниковый склон. К северу от него расположен малый водоём, не имеющий названия в опубликованных источниках и получивший рабочее название «озеро Лючия». Оно покрыто мощным озёрным льдом и никогда от него не вскрывается, исключая небольшие закраины в летнее время.

3.1.2. Предпосылки к доизучению озера Прогресс и методика работ

Первые рекогносцировочные работы в западной части озера Прогресс были выполнены в феврале 2019 г. с целью оценки безопасности зимней трассы движения транспортной техники. По результатам этих изысканий было установлено, что в пределах участка существует площадной объект, характеризующийся неоднозначными особенностями волнового поля, – как впоследствии выяснилось благодаря данным бурения, обширная подлёдная полость.

Анализируя полученные материалы, автор предположил, что эта полость может сообщаться с озером Лючия или озером Прогресс, либо же все три упомянутых водных объекта могут представлять собой единый водоём. В рамках этой гипотезы было выполнено детальное обследование участка, включающее следующие виды работ:

1. Работы методом георадиолокации в пределах предполагаемой площади развития подлёдной полости и на акватории озера Лючия были проведены в полевой сезон 2019/2020 г. Они выполнялись с использованием высокочастотных (500, 900 МГц) и низкочастотного (38 МГц) антенных блоков. Съёмка проводилась пешим порядком по заранее назначенной сети (1 на Рис. 9).

Обработка данных георадиолокации осуществлялась по стандартному алгоритму, изложенному в начале главы. Значения относительной диэлектрической проницаемости подбирались с учётом данных бескернового бурения и для данного участка были определены как 1,41 ед. для снега, 3,05 ед. для льда и 88 ед. для воды.

2. Электротермобурение выполнялось с целью заверки данных георадиолокации и выполнения инструментальных замеров мощности снега, льда, водной толщи. Для бурения использовался электротермобур Морева (Морев, Харитонов, 2016). Точки электротермобурения (2 на Рис. 9) назначались по возможности так, чтобы они находились на геофизических профилях.

3. Параллельные уровенные наблюдения на водомерных постах озёр Прогресс и Лючия проводились на временных водомерных постах свайного типа (3 на Рис. 9) в полевые сезоны 2019/2020 г., 2020/2021 г., 2021/2022 г. Измерения уровней воды на постах в период активного таяния осуществлялись один раз в сутки, ежедневно или с интервалами 1-2 дня, а в период прорыва озера Прогресс – несколько раз в сутки.

4. Батиметрическая съёмка методом эхолотирования (4 на Рис. 9) была выполнена в открытой части озера Прогресс в феврале 2022 г. с надувной вёсельной лодки при помощи эхолота Garmin Echomap Plus 2 CV.

5. Подводная фото- и видеосъёмка осуществлялась в 2022 г. при помощи подводного аппарата Gladius Mini, оснащённого 4К-камерой и позволяющего получать снимки с разрешением до 12 Мп. Естественными ограничениями радиуса действия дрона являются длина кабеля, соединяющего его с надводным пультом управления, а также условия освещения: несмотря на наличие встроенного осветительного прибора, на больших глубинах его мощность недостаточна для получения чёткой картины.

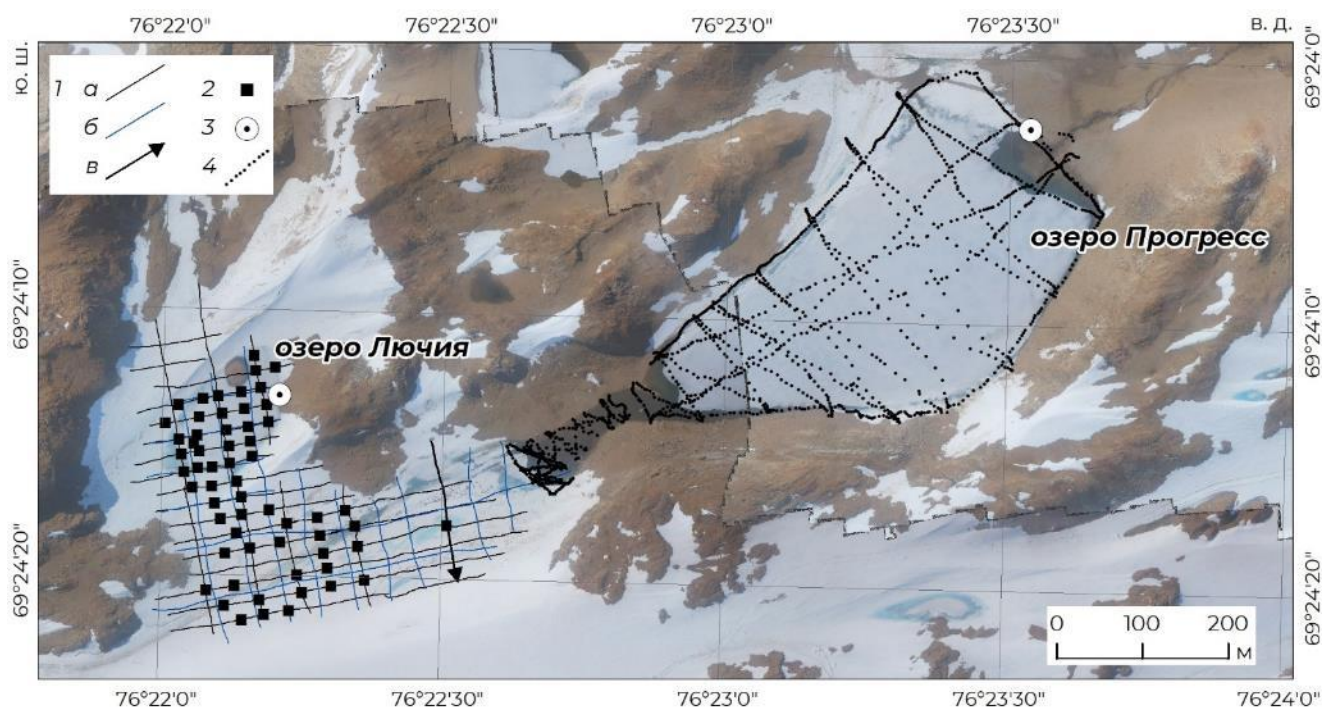


Рис. 9. Схема фактического материала при доизучении озера Прогресс

Условные обозначения: 1 – георадарные профили (а – выполненные с использованием высокочастотных антенных блоков, б – выполненные с использованием низкочастотного антенного блока, в – профиль, показанный на Рис. 10); 2 – пункты электротермобурения; 3 – водомерные посты; 4 – точки батиметрической съёмки методом эхолотирования

3.1.3. Результаты работ

Результаты работ методом георадиолокации оценим на примере разрезов, показанных на Рис. 10. Они получены на одном и том же профиле, пересекающем подлёдную полость, на частотах 500 МГц (Рис. 10а) и 38 МГц (Рис. 10б).

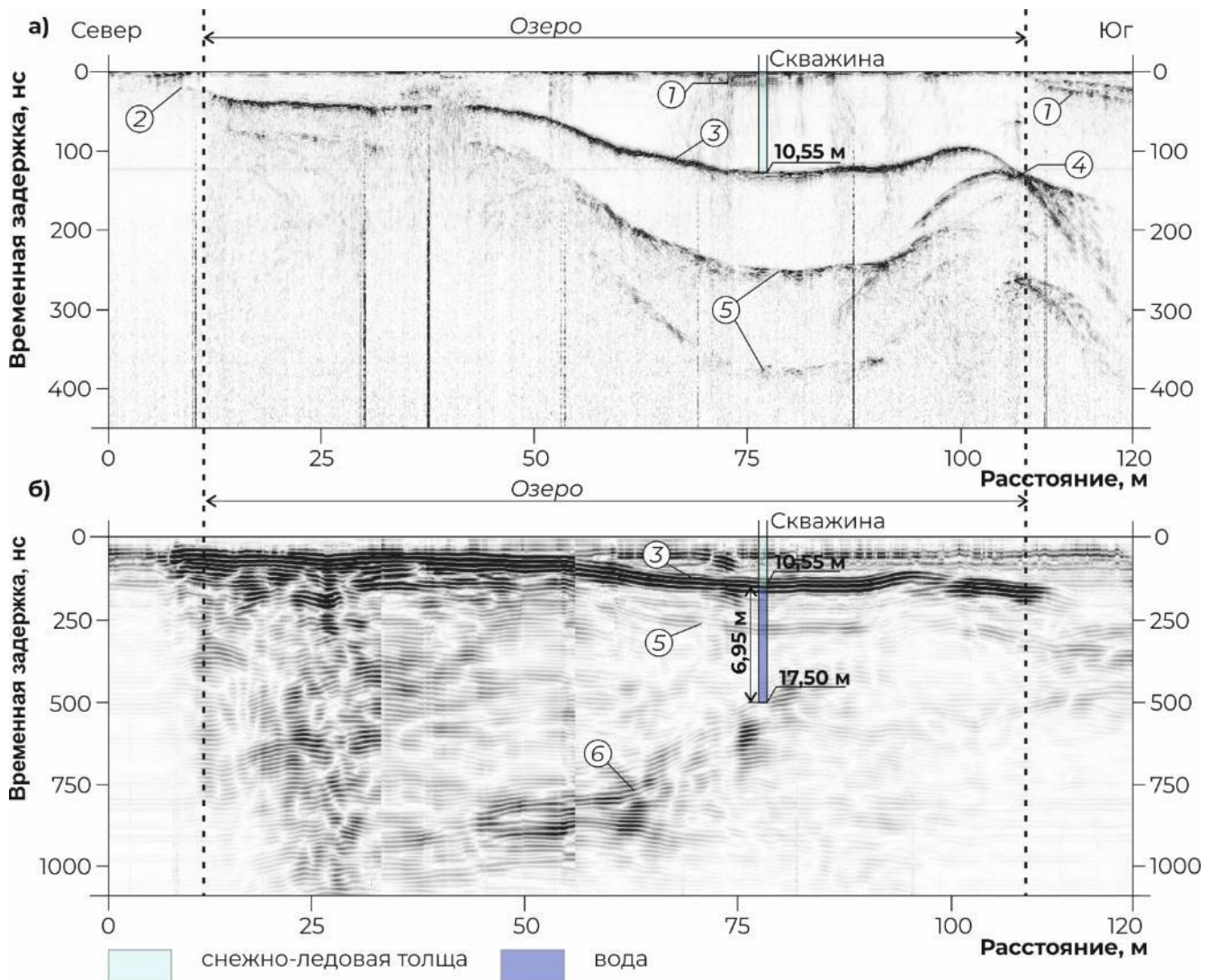


Рис. 10. Примеры георадарных разрезов по одному и тому же профилю, расположенному в пределах подлёдной полости (положение профиля показано на Рис. 9)

а – частота 500 МГц; б – частота 38 МГц

Условные обозначения: 1 – граница снега и льда; 2 – граница льда и скального основания; 3 – кровля подлёдной полости; 4 – дифрагированная волна, сформированная границей полости; 5 – кратные волны, сформированные кровлей полости; 6 – скальная котловина подлёдной полости.

Обратимся к Рис. 10а. На нём отчётливо наблюдаются отражения, сформированные границей снега и льда (1), а в северной части профиля – границей льда и скального основания (2). С 10-го по 108-й метры профиля развита подлёдная полость, которая маркируется контрастной плоской границей от кровли (3), дифрагированной волной от южной стенки (4) и интенсивными

кратными волнами (5), маскирующими полезный сигнал от границ, расположенных ниже. Общая мощность снежно-ледовой толщи, перекрывающей полость, меняется от 0 до 10,55 м, что заверено данными бурения. На разрезе, полученном с антенным блоком 38 МГц (Рис. 10б), граница льда и воды (3) также характеризуется контрастностью; заметна и сформированная этой границей кратная волна (5), которая, однако, не перекрывает отражение от скальной котловины полости (6).

Отметим, что дифрагированные волны от краёв полости на разрезе, полученном с низкочастотным антенным блоком, не проявлены. Кроме того, автор с сожалением признаёт, что контрастность целевых границ на данных, полученных с центральной частотой зондирования 38 МГц, неидеальна. Максимально корректная их интерпретация была возможна только благодаря учёту данных бурения.

Ключевыми моментами при анализе данных георадиолокации являлись следующие:

1. Границы подлёдной полости достоверно устанавливаются на разрезах, полученных с использованием высокочастотных антенных блоков благодаря (1) появлению высокоамплитудной, контрастной, слабонаклонной границы лёд-вода; (2) наличию интенсивных кратных волн, сформированных границей лёд-вода и маскирующими сигнал от границ, расположенных ниже; (3) присутствию дифрагированных волн от краёв каверны.

2. Мощность снежно-ледовой толщи, перекрывающей полость, устанавливается по результатам работ, выполненных с использованием высокочастотных антенных блоков.

3. Рельеф котловины полости успешно картируется в результате совместной интерпретации результатов бурения и данных, полученных при помощи низкочастотного антенного блока.

Итак, по результатам комплекса геофизических и буровых работ удалось установить границы и морфометрические характеристики подлёдной полости, расположенной между озёрами Прогресс и Лючия, и самого озера Лючия. Оставалось проверить, существует ли между исследуемыми водоёмами гидравлическая связь.

Результаты параллельных уровенных наблюдений на водомерных постах подтвердили предположение о наличии сообщения между озёрами Прогресс и Лючия. Рассмотрим ниже графики изменения абсолютных высотных отметок водной поверхности обоих водоёмов за сезоны 65-й РАЭ (2019/2020 г.), 66-й РАЭ (2020/2021 г.), 67-й РАЭ (2021/2022 г.).

Колебания уровней воды озёр Прогресс и Лючия в сезоны 2019/2020 г. (Рис. 11а) и 2020/2021 г. (Рис. 11б) происходили практически синхронно. Наиболее очевидна эта синхронность при прорыве озера Прогресс 6 января 2020 г., который выражается на графике как резкое снижение уровня воды на обоих водомерных постах (Рис. 11а). Наблюдаемая незначительная разница между высотными отметками водной поверхности озёр Прогресс и

Лючия в сезон 2019/2020 г. и в сезон 2020/2021 г. может являться следствием инструментальной ошибки.

В начале полевого сезона 2021-2022 гг. (Рис. 11в) изменения абсолютных высотных отметок водной поверхности обоих озёр асинхронны. Предположительно в зимний период произошло промерзание мелководной части акватории, что привело к временному обособлению западной части озера Прогресс. В ходе протаивания гидравлическая связь между озёрами восстановилась, и 21 декабря 2021 г. на озере Лючия началось быстрое снижение уровня. С 23 декабря 2021 г. уровенные колебания водоёмов становятся синхронными, как и в предыдущие годы.

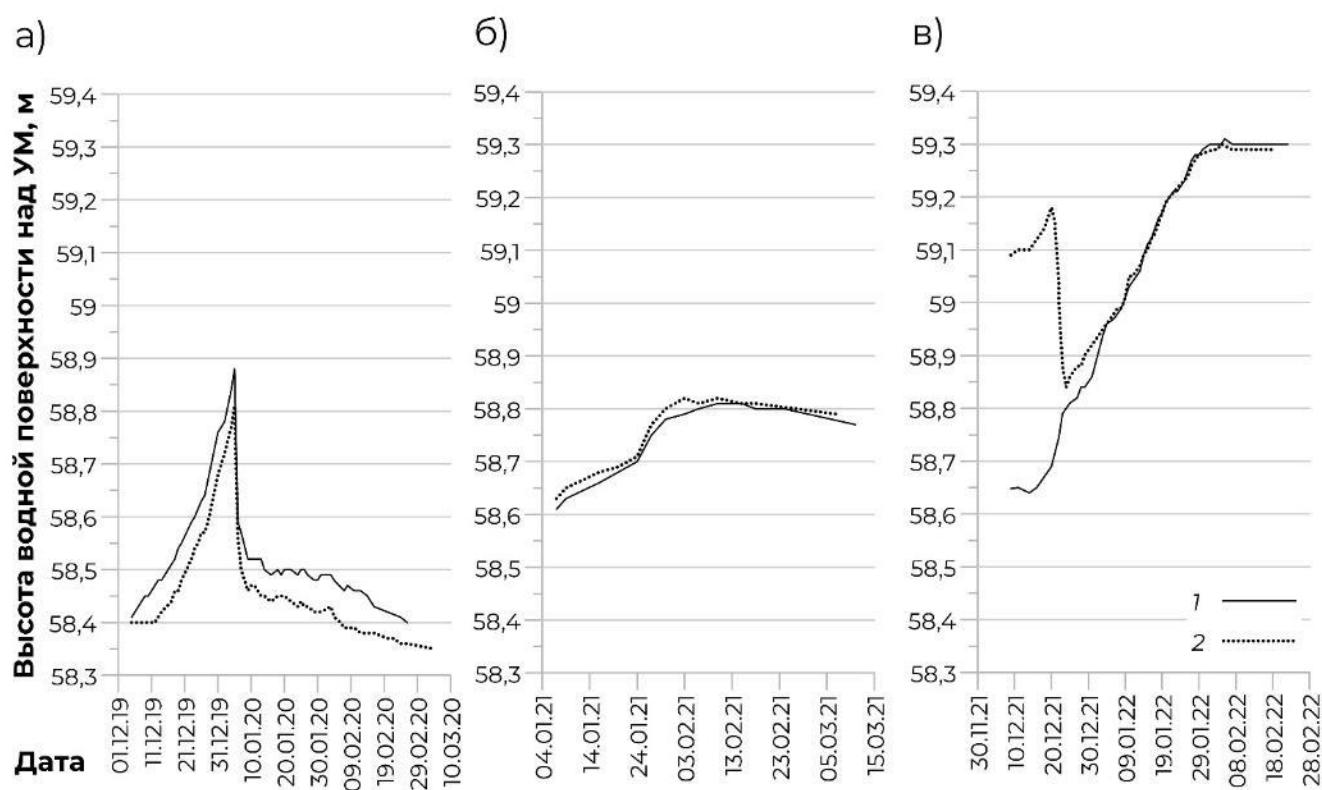


Рис. 11. Изменения абсолютных высотных отметок водной поверхности озёр Прогресс и Лючия

а – сезон 65-й РАЭ; б – сезон 66-й РАЭ; в – сезон 67-й РАЭ

Условные обозначения: 1 – озеро Прогресс; 2 – озеро Лючия

Сценарий временного обособления западной и восточной частей озера Прогресс в 2021 г. может выглядеть следующим образом:

1. В зимний период 2021 г. произошло промерзание отмели, отделяющей восточную часть озера от западной. Эти части акватории обособились друг от друга и в зимний период существовали как отдельные водоёмы.

2. Зимний период 2021 г., был многоснежным (сумма осадков 280 мм с марта по ноябрь 2021 г.), что выше среднего многолетнего значения с 2005 по 2021 гг. (168 мм).

3. В зимний период в западной части участка скопилось значительное количество осадков. Под их давлением вода была выдавлена в озеро Лючия, и водная поверхность поднялась на 0,28 м. Уровень воды озера Прогресс за зимний период снизился на 0,15 м за счёт потерь на ледообразование. В результате к декабрю 2021 г. водная поверхность озера Лючия оказалась на 0,44 м выше, чем водная поверхность озера Прогресс. С началом таяния снега и льда происходит рост уровней обоих озёр.

4. К 22 декабря 2021 г. промёрзшая отмель протаяла, в результате чего восстановилась гидравлическая связь между озёрами Прогресс и Лючия, и далее их уровенные колебания происходили синхронно.

Уточнённые данные о строении озера Прогресс представлены на Рис. 12. Так как часть водоёма перекрыта мощным слоем льда, было решено охарактеризовать его глубины схемой распределения мощности водной толщи (Рис. 12а): в открытой части водоёма она соответствует глубине от водного зеркала до дна, а в подлёдной – расстоянию по вертикали от нижней кромки льда до дна. Высота уровня водной поверхности, принятого для построений, составила 58,63 м над уровнем моря. Схема толщины льда в подлёдной части озера приводится на Рис. 12б.

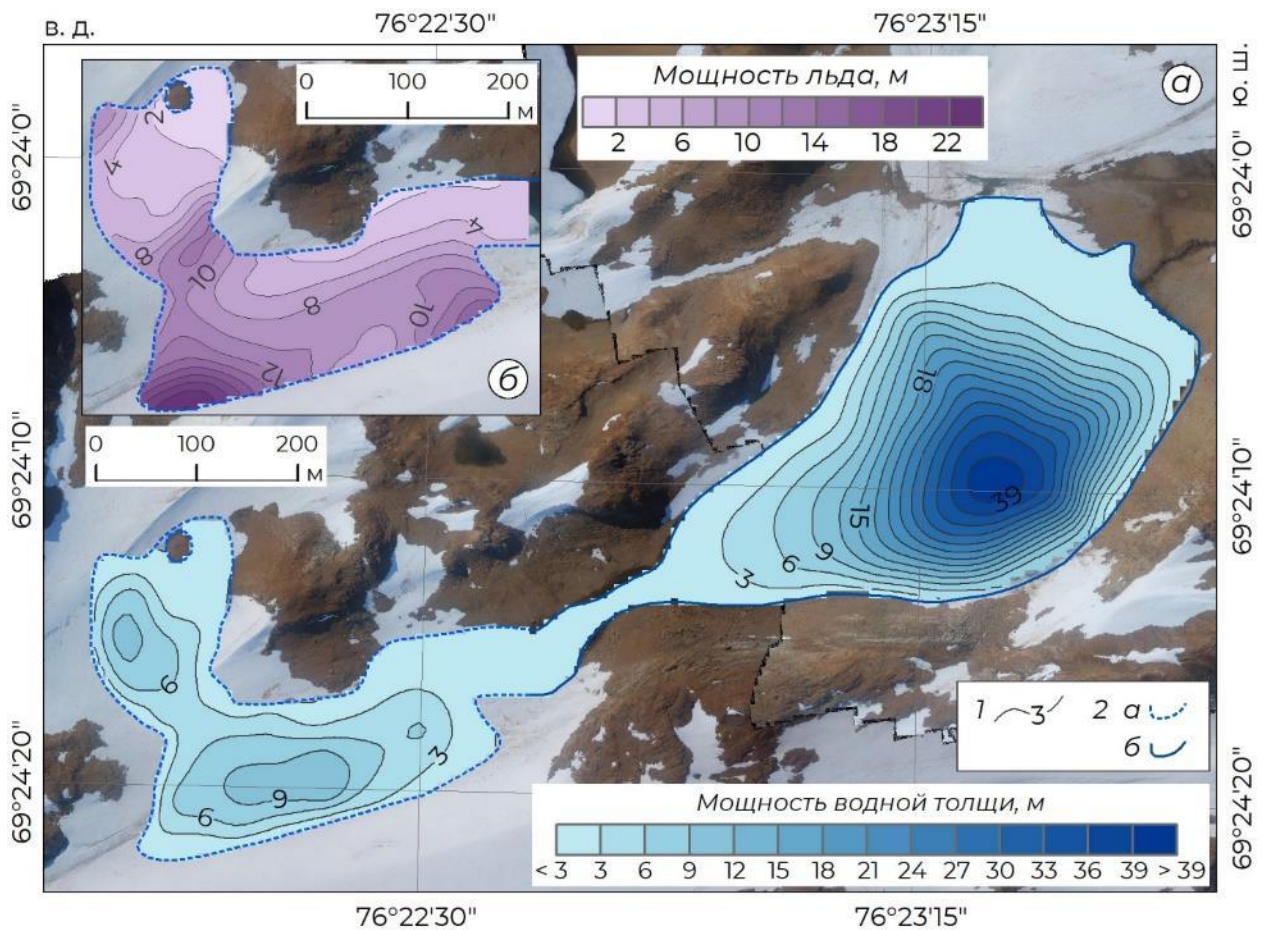


Рис. 12. Новые данные о строении озера Прогресс

а – мощность водной толщи; б – мощность льда в подлёдной части озера

Условные обозначения: 1 – изолинии мощности воды (секция а) и мощности льда (секция б), м; 2 – границы озера (а – западная (подлёдная) часть, б – восточная часть озера, вскрывающаяся ото льда в течение летнего периода)

Согласно обновлённым сведениям, котловина озера Прогресс делится на две части. Более крупная восточная часть, периодически вскрывающаяся от ледяного покрова в течение лета, имеет грушевидную форму, сужающуюся к юго-западу. Западная часть котловины, окружённая невысокими ледяными хребтами, почти полностью перекрыта толщей льда, мощность которой достигает 22 м. Западная и восточная части котловины озера Прогресс соединяются узкой перемычкой, глубина воды в пределах которой не превышает 30 см.

Результаты подводной фото- и видеосъёмки позволяют визуальнo убедиться в наличии подлёдной части озера Прогресс и подтверждают новые данные о строении его котловины. На Рис. 13а приводится снимок, выполненный в краевой части озера Лючия, а на Рис. 13б – снимок, полученный в пределах мелководной подлёдной области между озёрами Лючия и Прогресс. Согласно материалам подводной съёмки, мы действительно наблюдаем сплошной подлёдный водоём. Строение котловины, по визуальным оценкам, хорошо коррелирует со схемой, построенной по результатам геофизических и буровых работ.

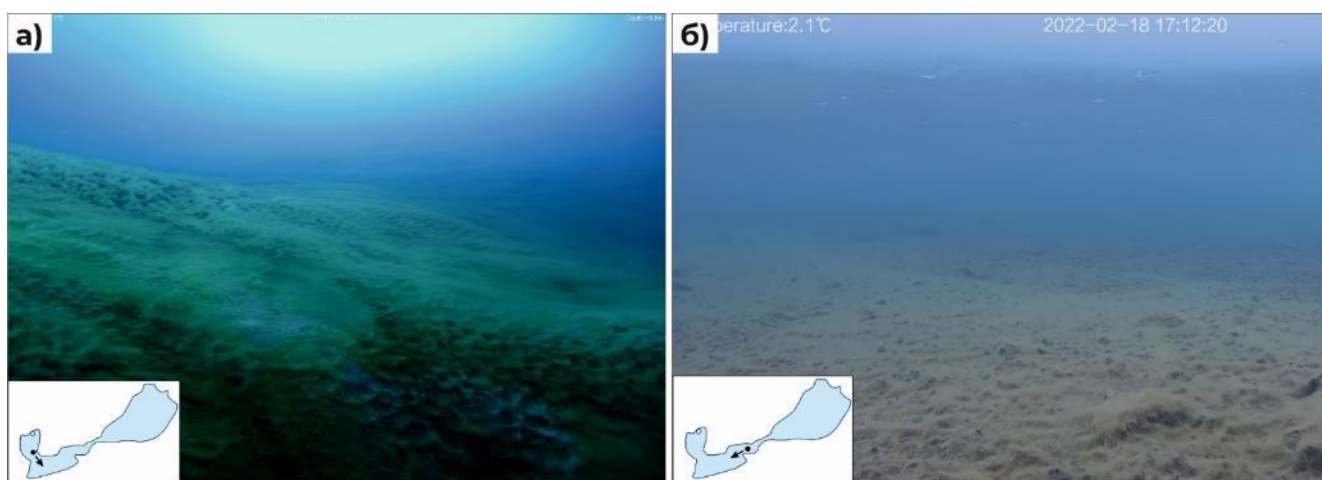


Рис. 13. Подводные снимки (а) котловины озера Лючия и (б) котловины озера Прогресс

На схемах стрелками показано направление камеры при выполнении снимков

Итак, по результатам дополняющих друг друга геофизических, гидрологических, буровых работ и подводной фото- и видеосъёмки, мы можем достоверно судить о том, что котловина озера Прогресс имеет в западной части продолжение, перекрытое многолетней снежно-ледовой толщей, и включает также котловину озера Лючия. Морфометрические характеристики озера Прогресс с учётом новых сведений приводятся в Таблице 6 и сопоставлены со сведениями, опубликованными ранее в литературных источниках. Комментарии о соотношении полученных данных с результатами предыдущих исследований, а также обсуждение возможного механизма формирования озера в текущем виде даны в работе (Grigoreva et al., 2023).

Таблица 6. Морфометрические характеристики озера Прогресс

	1	2	3	4	5	Результаты работ 2019-2022 гг.		
						Весь водоём	Восточная часть	Западная часть (включая озеро Лючия)
Площадь, тыс. м ²	105,0	160,6	160,6	157,8	125,7	203,6	132,6	71,0
Объём, тыс. м ³	-	-	1812,4	1433,4	1526,7	1806,3	1515,4	290,9
Глубина средняя, м	-	-	11,2	-	12,1	8,9	11,4	4,1
Глубина макс., м	34	-	36	-	42,5	42,3	42,3	10,5
Длина, м	600	1093	814	-	665	1160	632	528*/197**
Ширина, м	300	330	337	-	330	330	330	147*/136**

* – основной подлёдный участок котловины, ** – озеро Лючия

1 – (Gillieson et al., 1990); 2 – (Australian Antarctic Division, 2005); 3 – (Shevnina and Kourzeneva, 2017); 4 – (Научно-технический отчёт..., 2012); 5 – (Pryakhina et al., 2020).

В контексте диссертации важнейшим итогом комплекса работ, выполненных на озере Прогресс, является установление набора критериев, позволяющих однозначно идентифицировать подповерхностные подледниковые водоёмы на данных, получаемых с использованием высокочастотных антенных блоков георадара: (1) наличие яркой, высокоамплитудной субгоризонтальной границы от раздела сред лёд-вода; (2) если позволяет длина записи – наличие серии кратных волн, сформированных яркой границей лёд-вода и маскирующих полезный сигнал от источников, расположенных ниже; (3) наличие дифрагированных волн на точках разреза, отвечающих тройному сочленению лёд-вода-горные породы. Важно и то, что на примере озера Прогресс корректность этих критериев была подтверждена при помощи независимых методов исследования. Рассмотрим теперь примеры применения методики на других водных объектах оазиса.

3.2. Апробация методики

3.2.1. Провал в западной части ледника Долк

Ранее, в разделе 1.2, детально рассматривалась история формирования провала в западной части ледника Долк. Восстанавливая историю изучения этого участка ледника, коллеги автора смогли найти материалы, представляющие огромную ценность, а именно – результаты эпизодической съёмки методом георадиолокации, выполненной над будущим провалом в сезон 58-й РАЭ (2012/2013 г.).

Кратко охарактеризуем эти материалы. Георадарная съёмка выполнялась С.В. Поповым 21 февраля 2013 г. Комплекс аппаратуры включал георадар GSSI с блоком управления и регистрации SIR 3000 и антенным блоком, работающим на центральной частоте зондирования 200 МГц. Работы велись пешим порядком по визуальным ориентирам; привязка сети наблюдений обеспечивалась портативным навигатором Garmin GPSMap 60 с выносной антенной.

Антенный блок, блок управления георадара и навигатор, закреплённый на антенном блоке, буксировались в пластиковых санях.

Обработка профиля выполнялась автором диссертации в минимальном объёме и включала только фильтрацию и подбор корректного профиля усиления. Пересчёт временного разреза в глубинный не осуществлялся намеренно: во-первых, в контексте настоящей работы автору не были принципиальны абсолютные значения мощностей исследуемых толщ, а во-вторых, по прошествии многих лет сложно предположить корректные значения относительной диэлектрической проницаемости, соответствующие слоям разреза.

Временной разрез по профилю F146 представлен на Рис. 14а. Он проходит с юга на север, начинаясь (см. схему расположения на Рис. 14б) над водоёмом и пересекая его северную границу в районе 70-го метра. При этом, сопоставляя положение провала на аэрофотоснимке, положение профиля на схеме и волновую картину на разрезе, необходимо учитывать погрешности позиционирования, а именно:

-привязка данных георадиолокации осуществлялась при помощи портативного навигатора Garmin, дающего, по опыту автора при работах в Антарктиде, погрешность определения плановых координат ± 5 м;

-аэрофотоснимки, получаемые автором с БПЛА, характеризуются точностью плановых координат, составляющей также ± 5 м.

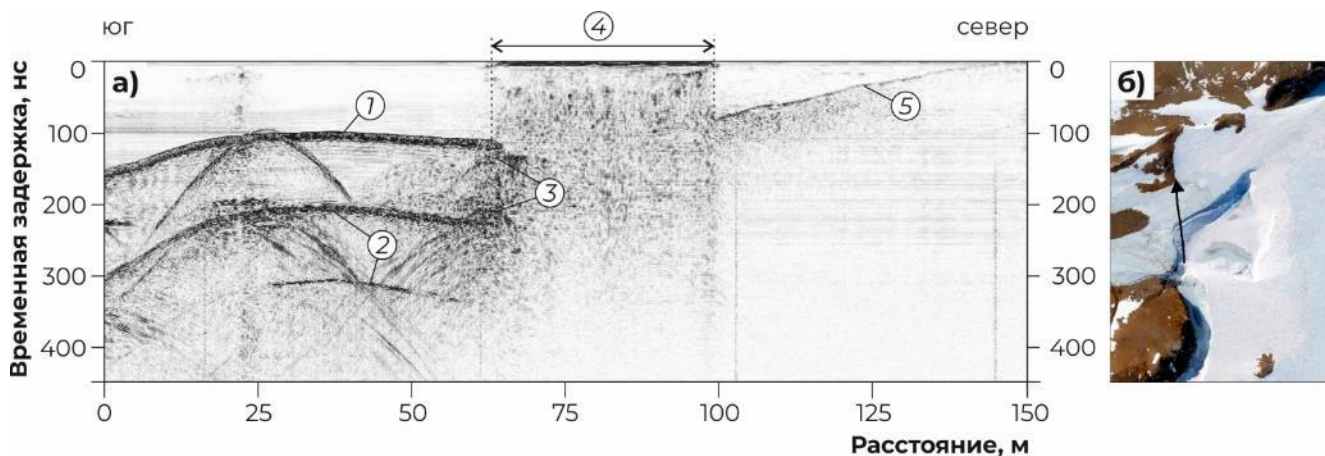


Рис. 14. Временной георадарный разрез участка, отвечающего будущему провалу в леднике Долк (данные предоставлены С.В. Поповым)

а – разрез по профилю F146; б – схема расположения (ортофотоснимок от 15 ноября 2019 г.)

Условные обозначения: 1 – граница льда и воды; 2 – кратные волны, сформированные границей льда и воды; 3 – дифрагированные волны на границе водоёма; 4 – зона реверберации; 5 – граница льда и горных пород. На секции б чёрной стрелкой показано положение профиля.

В южной части профиля отмечается волновая картина, схожая с той, что ранее наблюдалась при изучении подлёдной части озера Прогресс. В верхней части разреза развита толща льда, нижняя граница которой характеризуется высокоамплитудным, ярким

отражением (1). Эта граница формирует серию кратных волн (2); кроме того, в краевой части данной зоны наблюдаются дифрагированные волны (3). Область (4) трактуется как обводнённая в приповерхностной части зона ледника. Севернее зоны (4) толща льда подстилается скальным основанием. Их граница (5) выклинивается к поверхности в конце профиля.

Результаты интерпретации профиля не вызывают сомнений, поскольку в ходе работ 65-й РАЭ автору удалось воочию наблюдать полный цикл эволюции водоёма. Следовательно, на примере этого объекта можно подтвердить корректность методики, предложенной в разделе 3.1.

По состоянию на апрель 2023 г. на месте провала существовал водоём, перекрытый мощным льдом, что позволило повторно выполнить на нём съёмку методом георадиолокации. Рассмотрим её результаты на примере профиля, проходящего через центр озера (Рис. 15).

На разрезе, полученном с антенным блоком 500 МГц (Рис. 15а), вновь наблюдаются характерные признаки присутствия подлёдного озера: яркая граница льда и воды (1), кратные волны (2), дифрагированные волны от границ водоёма (3). В северо-западной части профиля прослеживается кровля скального основания (4). С 0-го по 115-й метры профиля верхняя часть разреза представлена льдом, далее лёд перекрывается толщей снега (5), мощность которой возрастает к юго-востоку.

Отметим, что примерно со 120-го метра профиля несколько меняется волновая картина, отвечающая подлёдному водоёму. Граница льда и воды становится менее контрастной и более шершавой; единственная кратная волна различима слабо. Причиной этого может быть значительная обводнённость ледяной толщи в данном интервале.

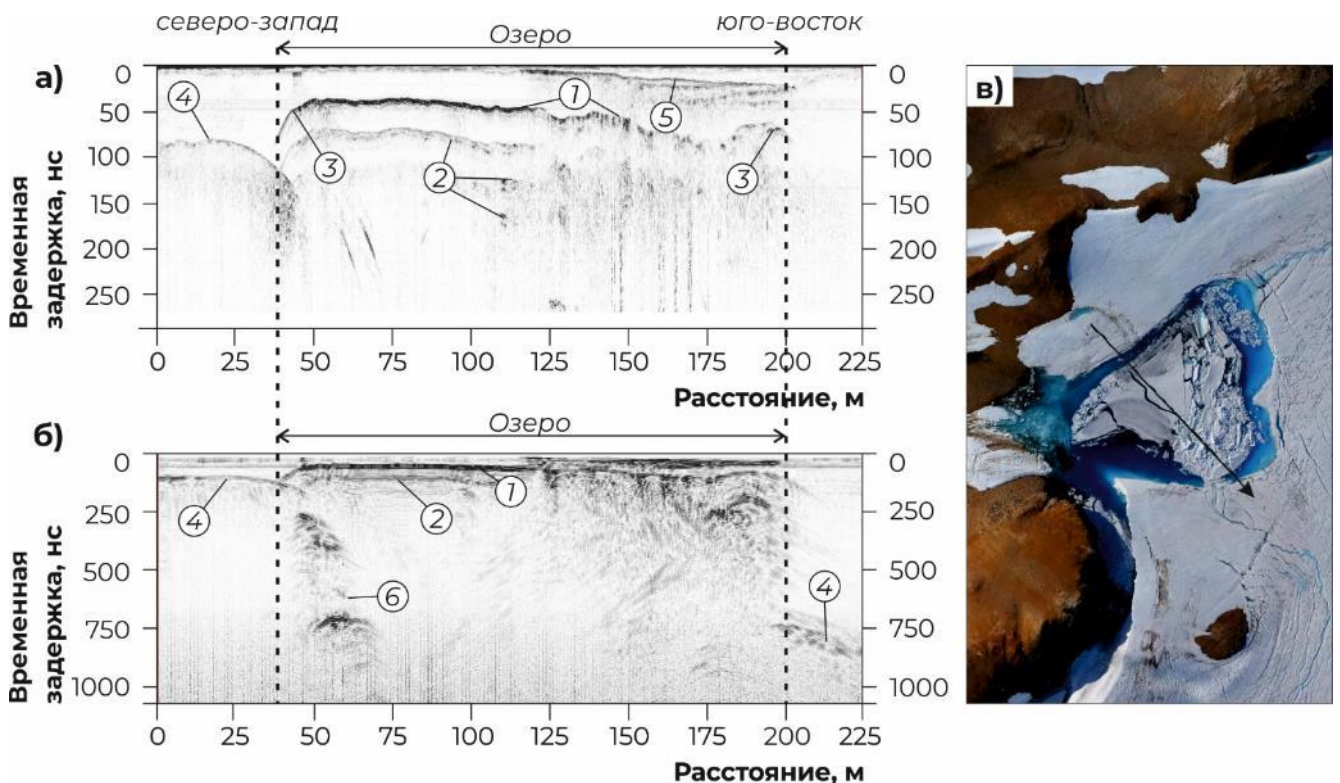


Рис. 15. Временные георадарные разрезы водоёма, образовавшегося на месте провала

а – частота 500 МГц; б – частота 75 МГц; в – схема расположения профиля (ортофотоснимок от 25 декабря 2020 г.)

Условные обозначения: 1 – граница льда и воды; 2 – кратные волны, сформированные границей льда и воды; 3 – дифрагированные волны на границе водоёма; 4 – граница льда и скального основания; 5 – граница снега и льда; 6 – скальное основание водоёма. На секции в чёрной стрелкой показано положение профиля.

На данных, полученных с низкочастотной антенной (Рис. 15б), различимо скальное ложе подлёдного озера (б). Эта граница прослеживается до 75-го метра профиля и далее выходит за пределы установленной длины записи съёмки.

Строение озера, наблюдаемое на Рис. 15б, делает дискуссионным вопрос о корректной его типизации по характеру ледяного покрова. В северо-западной части водоём заключён между скальным основанием и мощной толщей льда. Согласно определению, он мог бы считаться подледниковым, однако допустимо ли это с учётом того, что ледяная толща представлена не ледниковым, а озёрным льдом? До прорыва, однако, мощность льда над водоёмом достигала 10 метров, и, вероятнее всего, это был именно ледниковый лёд. Следовательно, до прорыва на месте провала существовало подледниковое озеро, а на сегодняшний день его нужно классифицировать как озеро, перекрытое многолетним озёрным льдом. Вопрос о том, в какой момент эволюции водоёма можно будет вновь относить его к подледниковым, остаётся открытым.

Наконец, отметим и ещё одну спорную черту в строении озера. Юго-восточная его стенка, очевидно, ледяная – граница льда и скального основания (4) лежит много ниже уреза воды. Налицо ещё одна неоднозначность: ложе водоёма частично является скальным, а частично – ледяным. Формально в северо-западной части озеро можно отнести к подледниковым, а в юго-восточной – к внутриледниковым. Подчеркнуть эту терминологическую неопределённость важно во многом потому, что такое строение подводной котловины – не уникальный случай, а, напротив, наблюдалось и на других водных объектах района оазиса Холмы Ларсеманн. Отчасти по этой причине в рамках диссертации автор, противореча одному из общепринятых определений, применяет к подобным водоёмам обобщающий термин «подлёдное озеро».

3.2.2. Озеро принца Евгения: малый подледниковый водоём

Результаты аэрофотосъёмки, выполнявшихся автором на протяжении 65-й – 67-й РАЭ при помощи БПЛА, показывали, что в примыкающей к оазису Холмы Ларсеманн краевой части ледника развиты многочисленные малые приповерхностные водоёмы. Они никогда не изучались; не было даже известно, действительно ли они представляют собой небольшие озёра или же это обводнённые зоны, формирующиеся в период летнего таяния. В марте 2023 г. было принято решение выполнить на некоторых таких объектах рекогносцировочные геофизические и буровые

работы. Наиболее интересные данные были получены при исследовании малого надледникового озера, получившего рабочее название «озеро Куваева» (Рис. 16а): оказалось, что ниже него под мощной толщей льда залегает подледниковый водоём, выявленный благодаря комплексу критериев, описанных в разделе 3.1. Рассмотрим основные результаты этих работ.

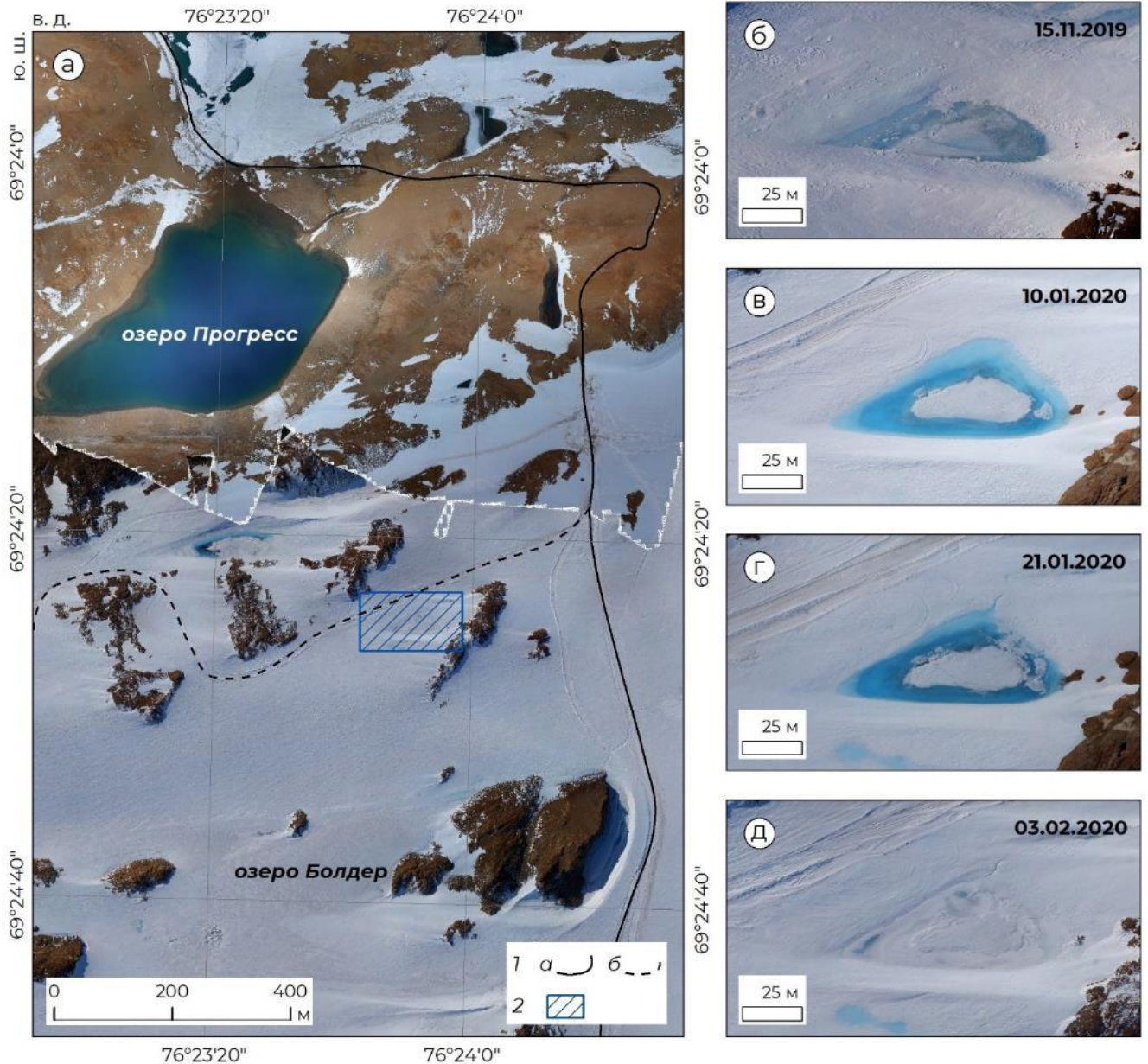


Рис. 16. Участок работ при обследовании озера Куваева

а – положение участка работ (ортофотоплан от 03.03.2020); б-д – изменения, происходящие на участке в течение летнего периода (даты см. в верхнем правом углу снимков)

Условные обозначения: 1 – трассы движения транспортной техники (а – основная летняя трасса, б – резервная); 2 – участок работ

Озеро Куваева расположено в краевой части ледника, на границе с оазисом, в ложбине между сопками (Рис. 16). Интерес к его обследованию диктовался двумя основными причинами. Во-первых, анализируя эволюцию водоёма в течение тёплого периода года было отмечено, что

на протяжении лета он сначала наполняется водой (Рис. 16б, в), а затем, по всей видимости, прорывается. Открытый канал, образующийся в ходе прорыва, формируется в северной части озера (Рис. 16г, д). Во-вторых, вблизи озера, являющегося прорывоопасным, проходит резервная трасса, соединяющая станцию Прогресс с ледниковым куполом.

В рамках рекогносцировочной геофизической съёмки был выполнен один георадарный профиль. Частота зондирования составила 500 МГц, длина записи – 200 нс. Разрез по этому профилю показан на Рис. 17.

Рельеф котловины приповерхностного озера на разрезе определяется не совсем чётко. Его границы надёжно устанавливаются по наличию яркой границы лёд-вода (1); ледяное дно трассируется фрагментарно (2). Благодаря промерам, выполненным в скважине, была измерена максимальная на профиле глубина водоёма, составившая 1,98 м; по данным скважины также был установлен состав дна. Зная, что котловина озера сложена льдом, будем в дальнейшем называть его надледниковым.

К востоку от уреза воды озера Куваева лёд залегает на скальном основании (3), а в западной части профиля выражена контрастная широкая граница (4). Если ввести поправку за рельеф, угол её наклона спрямляется и граница становится практически горизонтальной. При интерпретации данных было выдвинуто предположение о том, что эта граница маркирует кровлю второго, расположенного более глубоко водоёма, который залегает ниже озера Куваева.

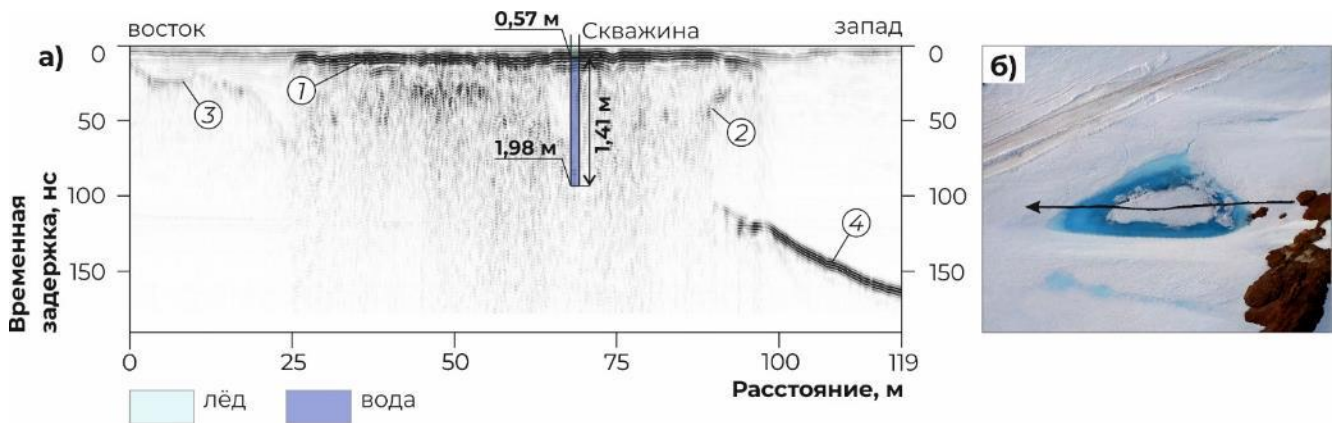


Рис. 17. Подледниковый водоём под озером Куваева: первая находка

а – разрез по рекогносцировочному профилю через озеро Куваева; б – схема расположения (ортофотоснимок от 21.01.20)

Условные обозначения: 1 – граница льда и воды надледникового озера Куваева; 2 – ледяное дно озера Куваева; 3 – граница льда и скального основания; 4 – кровля подледникового озера

Гипотеза о наличии в пределах участка подледникового озера подтвердилась по результатам детальной съёмки. Она была выполнена также на частоте 500 МГц, но с длиной записи 500 нс – максимальное для этого антенного блока значение, позволяющее получать качественные данные. Новый водоём получил рабочее название «озеро принца Евгения».

Обратимся к данным, полученным в ходе второго этапа геофизических работ. Временной георадарный разрез на Рис. 18а интересен тем, что показывает, как соотносятся между собой надледниковое и подледниковое озёра. Дно ледяной котловины озера Куваева маркируется отражением (1). Толща льда залегает на скальном основании в западной (0-й – 105-й м) и восточной (185-й – 214-й м) частях профиля. В центральной же области она перекрывает подледниковый водоём.

Волновая картина, отвечающая положению озера принца Евгения, здесь не совсем типична. Кратные волны отсутствуют в силу недостаточной длины записи; граница, маркирующая границу льда и воды (3), становится едва различимой со 150-го метра профиля – энергия волны поглощается при прохождении через надледниковое озеро. Восточная граница подледникового водоёма устанавливается только благодаря дифрагированной волне (4) – значительно менее отчётливой, чем дифракция от западной стенки озера.

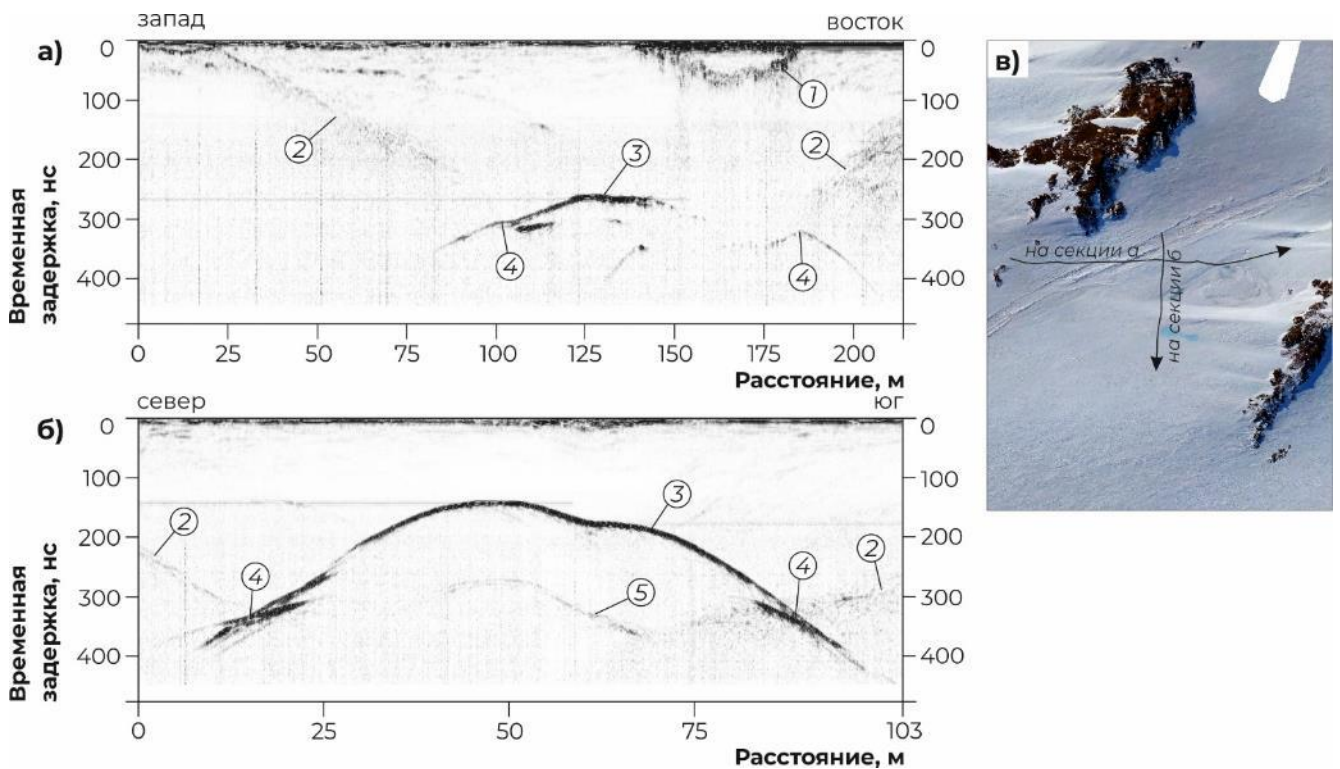


Рис. 18. Примеры временных георадарных разрезов на подледниковом озере принца Евгения
 а – по линии запад-восток, через приповерхностное озеро Куваева; б – по линии север-юг;
 в – схема расположения профилей (ортофотоплан от 03.03.2020)

Условные обозначения: 1 – дно озера Куваева; 2 – скальное основание; 3 – кровля подледникового озера; 4 – дифрагированные волны от границ подледникового озера; 5 – кратная волна от кровли подледникового озера

Более привычным выглядит разрез, показанный на Рис. 18б. Выпуклая кровля подледникового озера здесь подходит ближе к поверхности, что позволяет увидеть в пределах выбранной длины записи кратную волну (5). Кроме того, в отсутствие в верхней части разреза

надледникового водоёма граница льда и воды (3) на всём протяжении остаётся контрастной, как являются одинаково контрастными и дифрагированные волны от краёв озера (4).

Следующий этап работ включал выполнение георадарной съёмки на частоте 75 МГц и был направлен на картирование рельефа котловины подледникового озера. Сделать это, к сожалению, не получилось: мощность даже этой антенны оказалась недостаточной. Тем не менее, по результатам работ с высокочастотным антенным блоком, удалось получить первые важные данные о строении участка (Рис. 19).

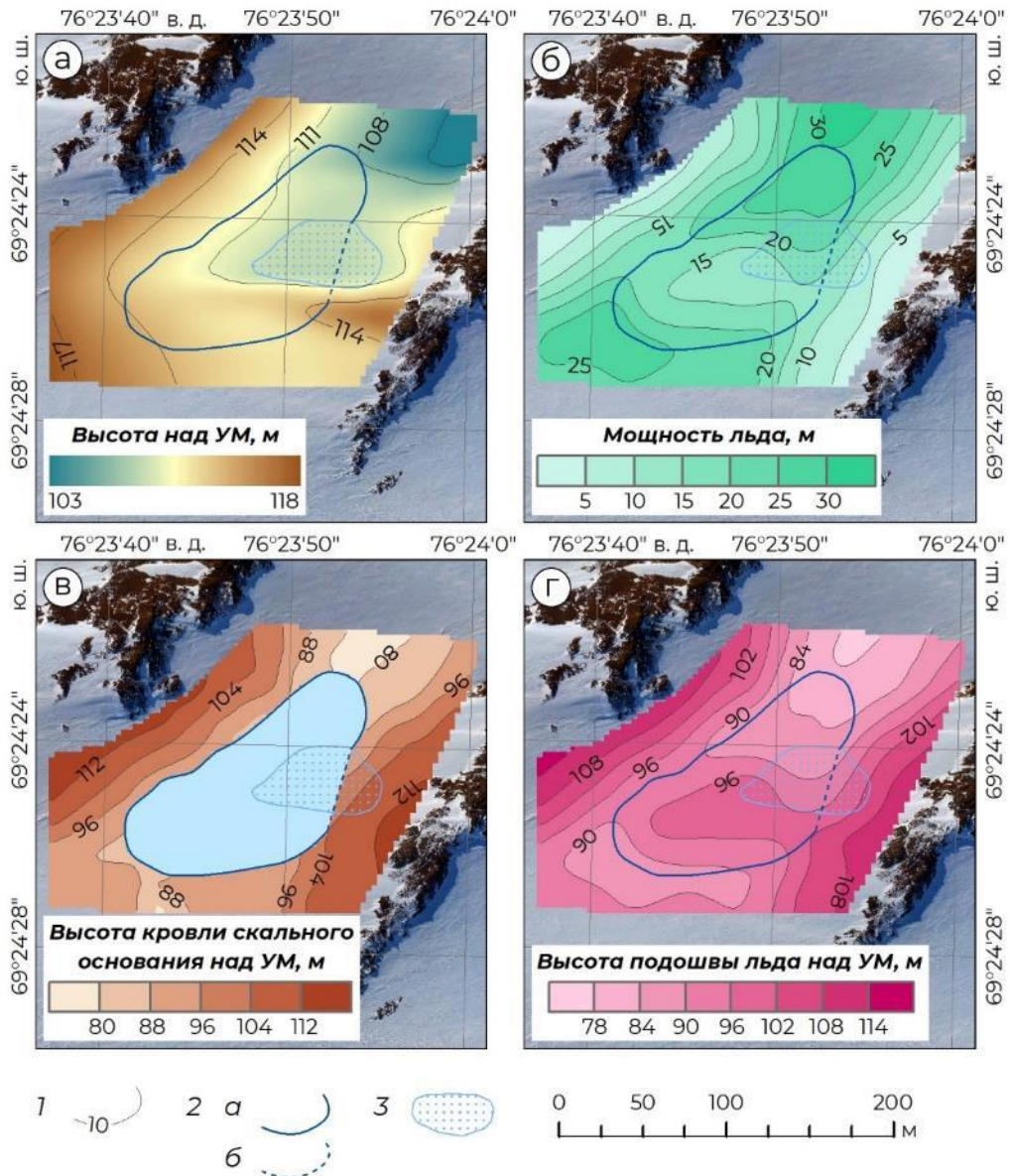


Рис. 19. Результаты геофизических работ на озере принца Евгения

а – схема высот дневной поверхности над уровнем моря (УМ); б – схема мощности льда; в – схема высот скального основания; г – схема высот подошвы ледяной толщи

Условные обозначения: 1 – изолинии целевых параметров; 2 – граница озера принца Евгения (а – достоверная, б – интерполированная под надледниковым озером); 3 – контур

надледникового озера Куваева. На секции в подледниковое озеро дополнительно показано голубой заливкой (данные о высотах скального основания в этой области отсутствуют)

Перепад абсолютных высотных отметок дневной поверхности составляет 15 м, при этом ярко проявлены две наиболее градиентные зоны – выше изолинии 108 м и вокруг изолинии 114 м (Рис. 19а). Здесь развиты вытянутые ледяные хребты – характерная для оазиса форма рельефа. Они формируются с подветренной западной стороны сопки за счёт постоянного воздействия ветров восточного направления. К плато, ограниченному высотой 111 м, приурочено положение надледникового озера Куваева.

Между распределением мощности льда (Рис. 19б) и высотой скального основания (Рис. 19в) на участках, где известны обе величины, наблюдается обратная корреляция. На схеме подледного рельефа можно предположить, интерполируя его характер на участке отсутствия данных, наличие узкой ложбины, вытянутой с северо-востока на юго-запад. К наиболее глубоким краевым частям этой депрессии приурочена максимальная мощность льда. Подледниковое озеро, вероятно, выполняет ложбину. Интересно отметить, что северо-западная и юго-восточная стенки водоёма, по всей видимости, являются скальными, тогда как в юго-западной и северо-восточной оконечностях водоём запечатан льдом. Другой особенностью строения озера является интенсивно выпуклая кровля (Рис. 19г). Высота подошвы льда, перекрывающего водоём, варьирует от 79 м в северо-восточной части до 99 м в центральной области и затем уменьшается до 88 м в юго-западной оконечности. Это поднятие приурочено к положению крупного ледяного гребня и участку минимальной в пределах акватории мощности ледяной толщи.

Изучение озера принца Евгения ещё не завершено. В ходе последующих полевых сезонов предстоит дополнить имеющиеся данные сведениями о строении озёрной котловины, выполнить бурение, которое позволит заверить геофизические данные и отобрать пробы воды, и объяснить удивительные особенности его строения. Однако в контексте диссертации этот объект представляет интерес уже потому, что показывает, как и должна работать методика выявления подледниковых водоёмов, предлагаемая автором. Заметим, что на первом разрезе, полученном в пределах участка, наблюдался лишь один из трёх критериев поиска – широкая контрастная плоская граница льда и воды, однако и его оказалось достаточно, чтобы предположить наличие подледникового озера и назначить дополнительную съёмку. В завершение приведём основные морфометрические характеристики озера принца Евгения, которые удалось получить в марте-апреле 2023 г.:

-*площадь*: 10,1 тыс. м², что сопоставимо с площадью озёр LH-59 (9,547 тыс. м²), Лоу (9,356 тыс. м²), Брувиллер (10,0 тыс. м²);

-*длина*: 165 м;

-*ширина*: 76 м.

3.3. Частный случай: картирование уреза воды озёр, покрытых мощным озёрным льдом частично или полностью

Необходимость использования методов геофизики для поиска и локализации подледниковых и внутриледниковых озёр не вызывает сомнений. Действительно, эти водные объекты недоступны для прямых наблюдений, и обнаружить их без применения дистанционных методов зондирования практически невозможно. Намного чаще, однако, в антарктических оазисах встречаются озёра, частично или полностью вскрывающиеся от однолетнего льда в тёплый период года. Их границы, как правило, однозначно устанавливаются при помощи визуальных наблюдений и аэрофотосъёмки, за исключением случаев, когда озеро ограничено не скальным порогом, а снежно-ледовой дамбой. Озёрный лёд постепенно переходит в ледяную толщу перемычки, и в тёплый период года урез воды может постепенно продвигаться под плотину. При этом на поверхности в течение длительного времени визуальных изменений не происходит. Задача определения истинного положения уреза воды в каждый момент времени может быть решена только при помощи геофизики.

Кроме того, помогают геофизические методы и когда необходимо нанести на карту границы озёр, перекрытых многолетним мощным озёрным льдом. Факт их наличия обычно устанавливается по результатам анализа аэрофотоснимков: акватория представляет собой ровную и гладкую поверхность, и на большей её площади, как правило, отсутствует снегонакопление. Однако истинное положение границ таких озёр нередко отличается от наблюдаемого визуально: так, они могут быть частично перекрыты многолетними навесными снежниками или льдом расположенного рядом ледника.

Методика, описанная выше, относилась к картированию подледниковых и внутриледниковых водоёмов. В этом разделе рассмотрим её применимость и особенности при решении задач, связанных с изучением строения озёр, вскрывающихся ото льда в тёплый период года, и озёр, перекрытых многолетним озёрным льдом.

3.3.1. Многолетний сухой озёрный лёд

Рассмотрим ситуацию, когда озеро полностью перекрыто многолетним озёрным льдом, на примере озера Болдер. На этом же примере можно проиллюстрировать и актуальность задачи картирования границ таких водоёмов:

-озеро Болдер является прорывоопасным, более того, в январе 2017 г. его прорыв привёл к формированию провала в западной части ледника Долк, а в январе 2020 г. – к наполнению провала водой и образованию на его месте подлёдного водоёма;

-при изучении механизмов прорывов озёр и выполнении моделирования таких процессов необходимо знать морфометрические характеристики водоёмов, в том числе, точное положение границ и объём;

-для озёр, перекрытых мощным ледяным покровом, оптимальным методом исследования является георадиолокация, причём разумно выполнять геофизические работы в несколько этапов: (1) съёмка на высоких частотах для точного определения границ и расчёта мощности льда; (2) съёмка на низких частотах, назначаемая с учётом границ, определённых на первом этапе, для изучения строения озёрной котловины.

Обратимся к разрезу, полученному в ходе первой рекогносцировочной съёмки на озере Болдер в сезон 63-й РАЭ (2017/2018 г.). В отличие от остальных объектов, работы здесь выполнялись с георадаром ОКО-2 (Россия) и антенным блоком 150 МГц, а привязка сети наблюдений осуществлялась при помощи туристического навигатора Garmin 62.

Наблюдаемая волновая картина (Рис. 20а) практически неотличима от той, которую мы видели ранее на подледниковых озёрах. Как и в предыдущих случаях, положение водоёма маркируется контрастной границей льда и воды (1), дифрагированными волнами (2), кратными волнами (3). Водоём выполняет понижение в скальной котловине (4). Зоны реверберации (5) связаны с наличием обводнённых участков снега и не влияют на качество данных.

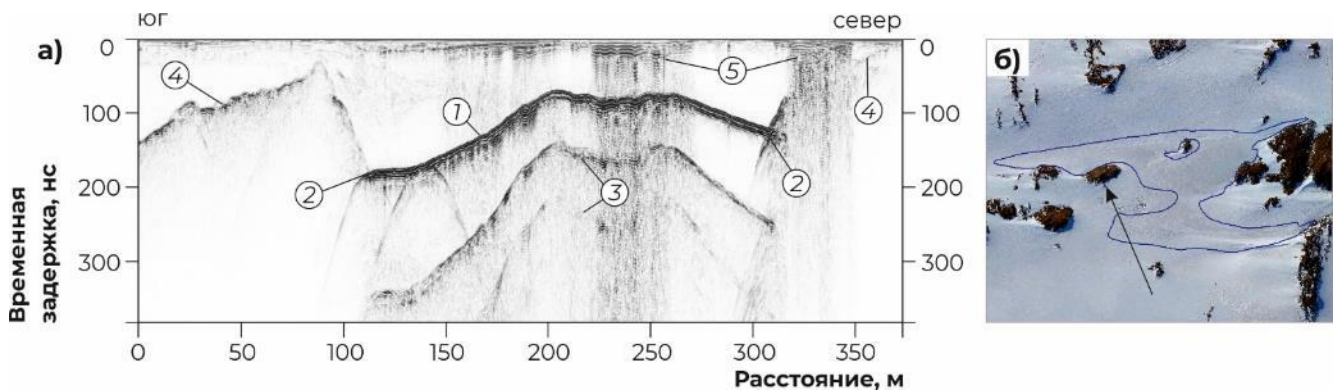


Рис. 20. Пример волновой картины на озере, покрытом сухим многолетним озёрным льдом
а – временной георадарный разрез озера Болдер; б – схема расположения (ортофотоплан от 07.02.2020, границы озера показаны по (Australian Antarctic Division, 2005))

Условные обозначения: 1 – граница льда и воды; 2 – дифрагированные волны от краёв озера; 3 – кратные волны от границы льда и воды; 4 – скальное основание; 5 – обводнённые участки слоя снега

Отметим, что на георадарном разрезе водоём лежит между 119-м и 310-м метрами профиля, тогда как согласно топографической карте оазиса (Рис. 20б) границы озера Болдер попадают в интервал между 177-м и 279-м метрами. В этом интервале по данным георадиолокации наблюдается минимальная мощность льда: от 3,5 до 5,5 м, если принять относительную диэлектрическую проницаемость равной 3,2 ед. Эта же часть акватории обычно видна на аэрофотоснимках, тогда как расположенные более глубоко краевые области озера ранее в его границы не включались.

Сведения о морфометрических характеристиках озера Болдер с учётом новых данных подробно изложены в обобщающей публикации (Voronina et al., 2021). Не останавливаясь на них в рамках этого раздела, подчеркнём ключевой методический вывод: при наличии на водоёме сухого многолетнего озёрного льда волновая картина принципиально аналогична той, которая отвечает наличию в разрезе водоёма, перекрытого более мощным ледниковым льдом.

3.3.2. Обводнённый озёрный лёд

Оценим, как меняет волновую картину обводнённость озёрного льда, по результатам работ, выполненных в декабре 2022 г. на снежно-ледовой перемычке озера Прогресс. Задачей этой съёмки являлось определение положения уреза воды, скрытого снегом и льдом, и оценка вероятности размыва трассы, проходящей по перемычке. Для оценки качества озёрного льда вблизи участка работ было выполнено две точки механического бескернового бурения, благодаря которым была подтверждена обводнённость ледяного покрова.

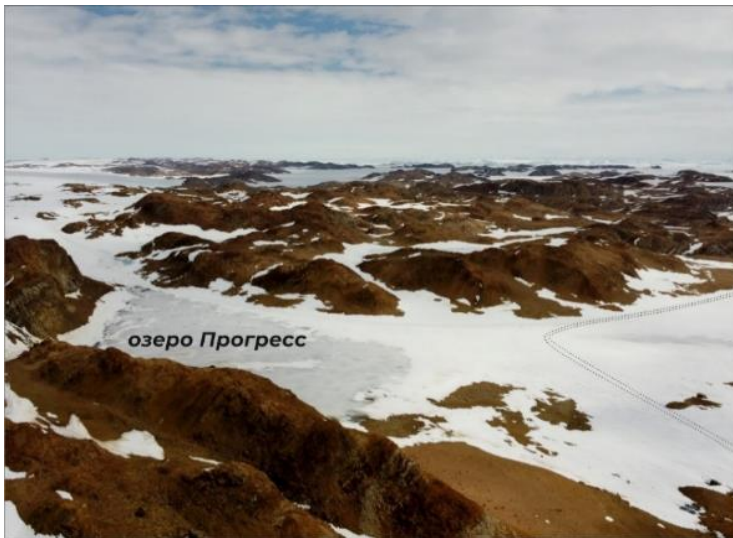


Рис. 21. Вид на перемычку озера Прогресс 13.12.2022

Двойной пунктирной линией показана трасса

На момент работ озеро Прогресс было полностью покрыто льдом (Рис. 21). Для картирования положения береговой линии на перемычке было выполнено три георадарных профиля: два из них проходили параллельно берегу озера, ещё один – ортогонально им и проложению трассы. Рассмотрим на Рис. 22 пример разреза по маршруту, пересекающему участок обводнённого озёрного льда.

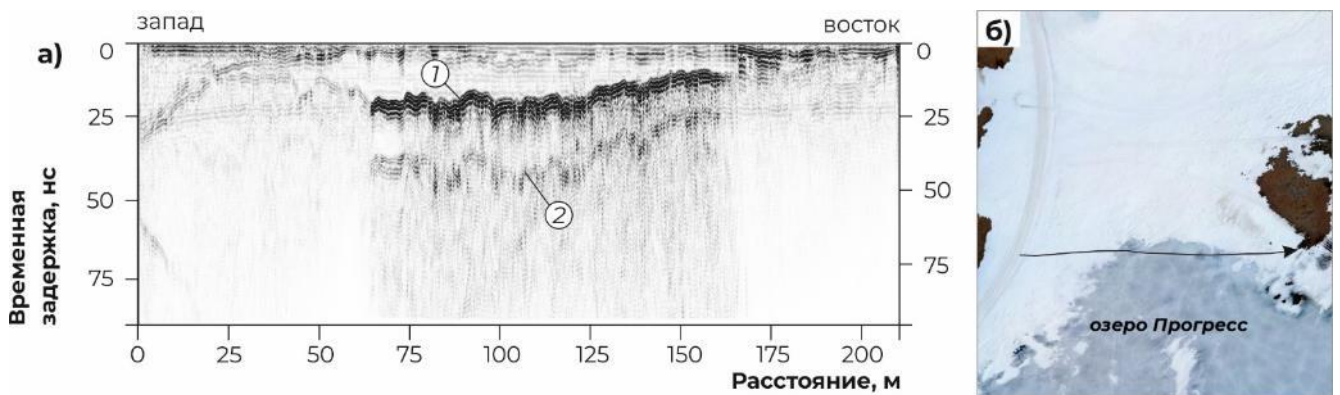


Рис. 22. Обводнённый озёрный лёд на георадарном разрезе: озеро Прогресс

а – временной георадарный разрез (частота 500 МГц); б – схема расположения (ортофотоплан от 14.12.2022)

Условные обозначения: 1 – граница льда и воды; 2 – кратная волна, сформированная границей льда и воды

Береговая линия озера пересекается в центральной части профиля. Как и в предыдущих случаях, контакту льда и воды отвечает контрастная граница (1), однако более размытая и шероховатая, чем в случае сухого льда. Ниже проявлена только одна кратная волна (2), дифрагированные волны по краям водоёма отсутствуют.

Схожая картина была получена в ходе георадарного профилирования на озере Глубокое (район п/б Молодёжная) в сезон 64-й РАЭ (2018/2019 г.). Кратко охарактеризуем разрез, показанный на Рис. 23. Южный берег и примыкающая к нему часть акватории перекрыты маломощным слоем снега (1); ниже залегает толща льда, в краевых зонах профиля перекрывающая скальное основание (2). В конце маршрута мощность льда существенно больше, чем в начале; в пределах толщи отмечается внутренняя слоистость (3).

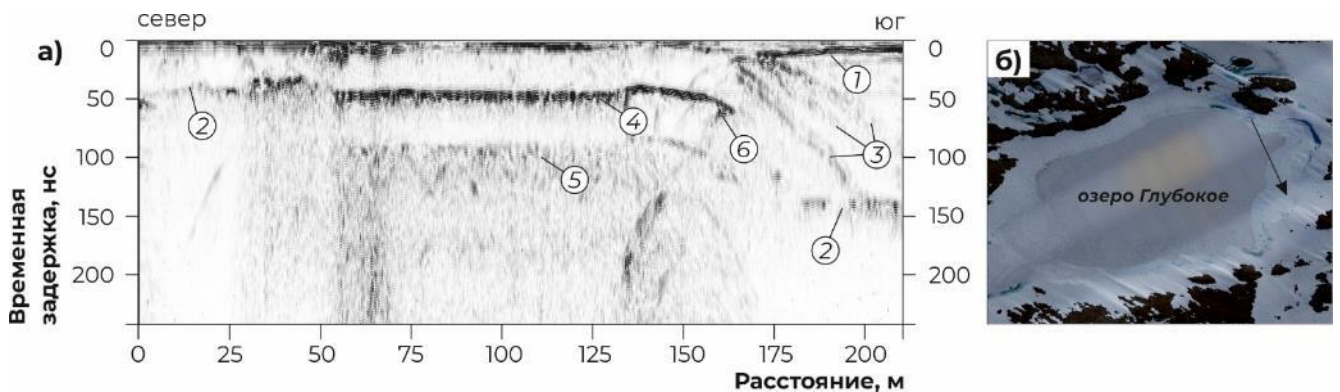


Рис. 23. Обводнённый озёрный лёд на георадарном разрезе: озеро Глубокое
а – временной георадарный разрез (частота 500 МГц); б – схема расположения
(аэрофотоснимок предоставлен АО «Аэрогеодезия»)

Условные обозначения: 1 – граница снега и льда; 2 – граница льда и скального основания; 3 – внутренняя слоистость льда; 4 – граница льда и воды; 5 – кратная волна, сформированная границей льда и воды; 6 – кратная волна от края озера

Озеро, перекрытое льдом, наблюдается с 30-го по 162-й метры профиля и маркируется яркой границей лёд-вода (4), кратной волной (5) и дифрагированной волной (6). Как и в случае озера Прогресс, отражение от нижней кромки льда является размытым, кратная волна проявлена слабо. Отличием является присутствие единственной дифракции от южной стенки водоёма, однако и она характеризуется низкой контрастностью.

Обобщая примеры, показанные выше, заключим, что в случае, если озеро перекрыто мощным озёрным льдом и толща льда интенсивно обводнена, наблюдаемая волновая картина выглядит следующим образом: яркая граница лёд-вода является размытой и шероховатой, кратные волны проявлены слабо, дифрагированные волны от краёв водоёма могут отсутствовать или быть низкоконтрастными.

3.4. Озеро Антарес: пример водоёма с двойным типом ледяного покрова

Выше были показаны различия в георадарном образе водоёмов, перекрытых мощным ледниковым льдом и обводнённым озёрным льдом. Рассмотрим ситуацию, когда на одном и том же озере развиты оба этих типа ледяного покрова, на примере озера Антарес (рабочее название), расположенного в краевой части ледника, южнее озера Прогресс (Рис. 24а).

Первые исследования на участке были выполнены в марте-апреле 2023 г. с целью установления границ и морфометрических характеристик этого водоёма, выявленного по результатам анализа аэрофотоснимков оазиса. Рекогносцировочная геофизическая съёмка проводилась на частоте 500 МГц. По её результатам было установлено наличие у озера Антарес подледниковой части, и последующие изыскания дополнялись работами с низкочастотным (75 МГц) антенным блоком и механическим бескерновым бурением на глубину до 4,5 м. При проникновении в озеро в скважинах дополнительно выполнялись ручные промеры глубины воды и мощности льда.

Характерные примеры георадарных разрезов озера Антарес показаны на Рис. 24в (частота 500 МГц) и Рис. 24г (частота 75 МГц). Участок работ характеризуется пересечённым рельефом дневной поверхности, и для наглядности на Рис. 24д показан неинтерпретированный георадарный разрез, полученный с частотой 500 МГц, с учётом топографии. Отметим также, что именно рельеф стал причиной того, что не вся площадь исследования покрыта низкочастотной съёмкой, – конструкция антенного блока затрудняет его перемещение по участкам с большим уклоном поверхности.

Обратимся к разрезу, полученному с высокочастотным антенным блоком. Наличие подлёдного водоёма устанавливается с 8-го по 49-й метры профиля, при этом в его пределах можно выделить две основные зоны. Верхняя часть разреза в пределах зоны 1 сложена слабоконтрастной толщей ледникового льда. В зоне 2 у поверхности проявлено интенсивное отражение (1) – по данным бурения установлено, что оно маркирует границу сухого и интенсивно обводнённого озёрного льда. Ниже в пределах обеих зон наблюдаются характерные признаки присутствия подлёдного озера, однако в зоне 1 волновая картина отвечает образу подледникового водоёма, а в зоне 2 – образу озера, перекрытого обводнённым многолетним озёрным льдом. Так, граница льда и воды (2) в зоне 1 является чёткой, а в зоне 2 – размытой и шероховатой; кратная волна (3), чётко проявленная в пределах зоны 1, едва различима в зоне 2. Наконец, северная граница озера маркируется интенсивной дифрагированной волной (4), тогда как в южной дифрагированная волна выражена крайне слабо.

Различия в структуре льда, перекрывающего водоём, менее заметны на разрезе, полученном на частоте 75 МГц (Рис. 24г), но он позволяет установить, что дно озера является скальным, и проследить это отражение (5).

Отметим, что если ввести в разрезы информацию о высотах профиля (Рис. 24д), граница льда и воды в пределах зоны 1 спрямляется и становится субгоризонтальной.

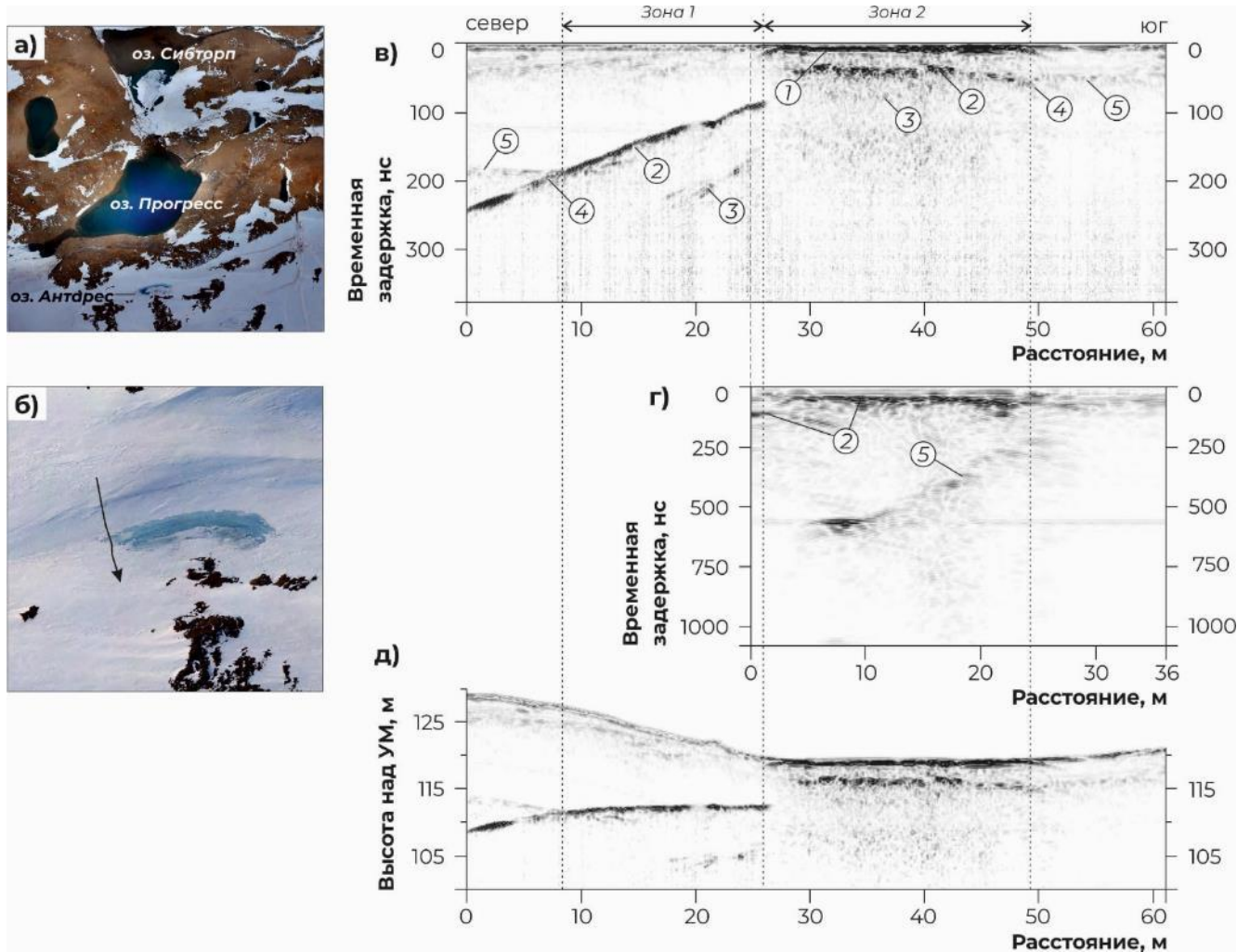


Рис. 24. Георадарные разрезы озера Антарес: ледниковый и обводнённый озёрный лёд
 а – расположение участка работ (ортофотоплан от 06.02.2020); б – расположение профиля
 (ортофотоплан от 14.11.2019); в – временной георадарный разрез на частоте 500 МГц;
 г – временной георадарный разрез на частоте 75 МГц; д – неинтерпретированный разрез на
 частоте 500 МГц с введённой поправкой за рельеф

Условные обозначения: 1 – граница сухого и обводнённого озёрного льда; 2 – граница льда и воды; 3 – кратные волны, сформированные границей льда и воды; 4 – дифрагированные волны от краёв озера; 5 – скальное основание

На данных георадиолокации, как высокочастотной, так и низкочастотной, не отражён плавный переход толщи льда из зоны 1 в зону 2; на границах зон словно существует разрыв данных о мощности ледяной толщи. Подтвердить резкое нарастание льда в этой части озера удалось визуально – для этого на специально изготовленной жёсткой телескопической конструкции в скважину была погружена камера GoPro. Глубина съёмки фиксировалась

приблизительно: на каждом метре погружения осуществлялся поворот камеры вокруг своей оси. По этим поворотам впоследствии оценивалась глубина, на которой сделаны кадры.

На Рис. 25а показана переходная зона между частью акватории, покрытой озёрным льдом, и подледниковой частью. Здесь действительно наблюдается стремительное увеличение мощности ледяной толщи, не отражённое детально на данных георадиолокации. Подводная фотосъёмка также позволила подтвердить, что дно водоёма является скальным (Рис. 25б), и визуально оценить характер подводного рельефа, в частности, наличие пологого уклона котловины по направлению на север. Эта информация впоследствии учитывалась при обработке данных георадиолокации.

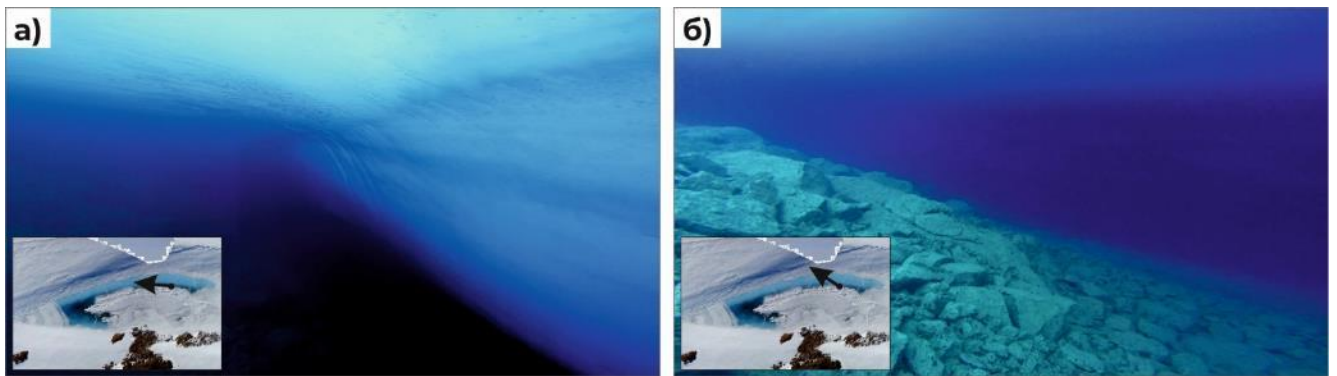


Рис. 25. Подводные кадры озера Антарес

а – нарастание ледяной толщи (глубина съёмки около 4 м); б – рельеф дна

Первые результаты исследований, выполненных на озере Антарес, отражены в виде схем строения участка (Рис. 26). Отметим, что схемы рельефа скальной котловины (Рис. 26г) и мощности водной толщи (Рис. 26д) являются сугубо предварительными: в части полигона с наиболее крутым рельефом дневной поверхности не удалось выполнить низкочастотную георадарную съёмку и, соответственно, закартировать строение дна озера. На участке, где данные отсутствовали (см. Рис. 26е), выполнена интерполяция. При построении гридов учитывались данные подводной фотосъёмки: так, на снимках наблюдается увеличение уклона поверхности дна в северном направлении, и это, по меньшей мере, не противоречит результирующей схеме строения котловины. Полученные модели, таким образом, можно использовать для грубой оценки морфометрических характеристик водоёма, а также в качестве опоры при проектировании следующих этапов работ.

В рельефе участка (Рис. 26а) выделяются две зоны: обширная ровная поверхность, в пределах которой расположена видимая на снимках часть озера Антарес, и крутой ледяной гребень ветрового генезиса. Перепад высот составляет 16,6 м; поверхность видимой части озера лежит в районе высотной отметки 118 м над уровнем моря.

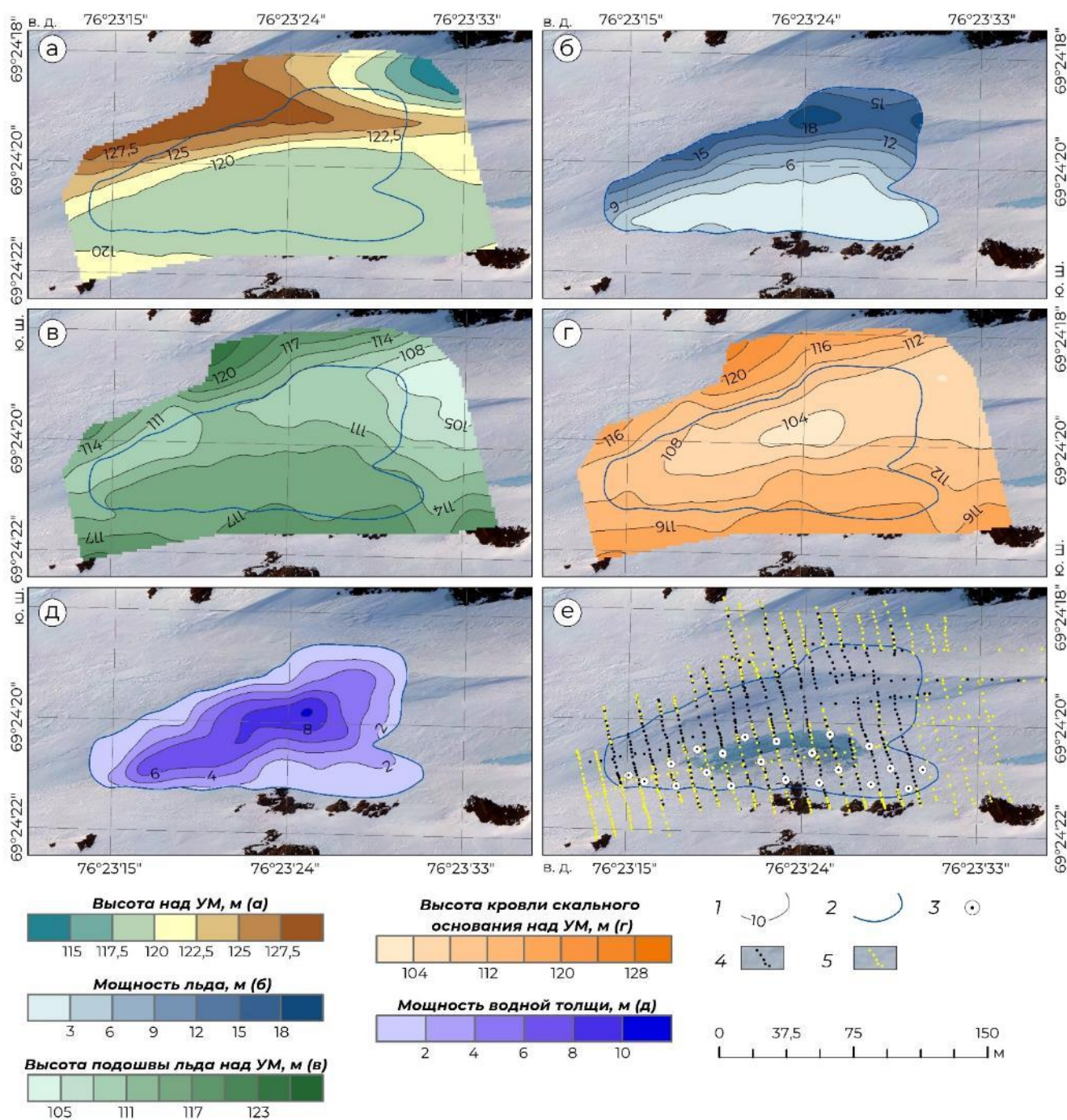


Рис. 26. Строение озера Антарес

а – схема высот дневной поверхности участка; б – схема мощности льда в пределах озера; в – схема высот подошвы ледяной толщи; г – схема строения скальной котловины; д – схема мощности водной толщи; е – фактический материал для построения гридов

Условные обозначения: 1 – изолинии целевых параметров; 2 – контур озера Антарес; 3 – пункты механического бескернового бурения; 4 – точки для построения грида мощности льда; 5 – точки для построения гридов рельефа скальной котловины и мощности воды

Мощность льда (Рис. 26б) в целом коррелирует с рельефом дневной поверхности и возрастает в северном направлении от 1,5 до 19 м. В пределах видимой части акватории значительных вариаций мощности льда не наблюдается. Отметим, что перепад абсолютных

высотных отметок в границах водоёма составляет всего 10 м (от минимального значения 118 м до максимального 128 м), то есть в строении гребня как формы рельефа основную часть выполняет именно ледяная толща.

Интересной чертой в строении толщи льда является линейное понижение её нижней кромки, отвечающее положению гребня (Рис. 26в), – вероятными причинами этого могут быть как постепенное оседание слоя под действием силы тяжести, так и нарастание льда на контакте с водой, либо же сочетание этих факторов. В северо-восточном заливе озера именно лёд запечатывает водную толщу – высота подошвы льда здесь минимальна и составляет 105 м над уровнем моря.

Котловина озера Антарес (Рис. 26г) вытянута по направлению запад-северо-запад – восток-юго-восток. Береговая линия не изрезана, за исключением восточной части, где выделяется два небольших залива. В середине южного берега наблюдается небольшое локальное поднятие, тянущееся на север, – оно естественным образом продолжает гряду сопков, видимых над поверхностью снега за пределами акватории.

В характере подводного рельефа отсутствуют градиентные зоны; абсолютные высотные отметки дна плавно уменьшаются от краёв, достигая в центральной части минимального значения 102 м. Отметим, что величина 102 м находится в интерполированной области, где измерения отсутствовали, однако можно считать её достаточно достоверной – точка, в которой она измерена, находится близко к точкам, где есть реальные данные. В этой же точке достигается максимальное значение мощности водной толщи – 10,2 м (Рис. 26д).

Морфометрические характеристики озера Антарес, рассчитанные по результатам работ, приведены в Таблице 7.

Таблица 7. Морфометрические характеристики озера Антарес: первые оценки

<i>Параметр</i>	<i>Макс. мощность воды</i>	<i>Средняя мощность воды</i>	<i>Объём</i>	<i>Площадь</i>	<i>Длина</i>	<i>Ширина</i>	<i>Протяжённость береговой линии</i>
<i>Значение</i>	10,2 м*	3,7 м*	39,6 тыс. м ³ *	10,7 тыс. м ²	186 м	89 м	493 м

**предварительные оценки на основании интерполированных данных*

Сопоставляя предварительно рассчитанные значения с характеристиками других озёр оазиса, можем отметить, что объём озера Антарес практически равен объёму озера LH-73 (39,4 тыс. м³, Боронина и др., 2019) и незначительно уступает объёму озера Кэмерон (43,8 тыс. м³, Полевой отчёт..., 2022). По площади оно сопоставимо с описанным ранее подледниковым озером принца Евгения и озёрами LH-59, Брувиллер и Лоу.

Интересно в ходе последующих исследований восстановить историю формирования озера Антарес в его текущем виде: каким образом одна его часть оказалась в целом открытой, а вторая – погребённой под толщей ледникового льда. Если же говорить о совершенствовании геофизических методов изучения ледниковых озёр, оно представляет собой эталонный пример

водоёма с двойным типом ледяного покрова, что отражается в данных георадиолокации наличием на разрезе двух зон с отчётливо различной волновой картиной в пределах одного водоёма.

3.5. Промежуточные выводы

В этой главе были рассмотрены итоги исследований, выполненных с 2017 по 2023 г. на различных водных объектах антарктических оазисов. Кратко подведём её итоги.

- **Работы на озере Прогресс** позволили впервые предложить методику надёжного и оперативного картирования озёр, перекрытых мощной толщей льда, при помощи георадиолокации. Данные о строении озера, полученные при помощи этой методики, были независимо верифицированы при помощи бурения по частой сети, подводной фото- и видеосъёмки и многолетних гидрологических наблюдений.

- **Пример водоёма, существовавшего ранее и существующего сейчас на месте провала в леднике Долк**, показал применимость методики на заведомо известном подлёдном озере.

- **Озеро принца Евгения** – первый случай, когда предложенная методика позволила открыть новый подледниковый водоём по результатам рекогносцировочных работ. При этом из-за параметров и геометрии съёмки из трёх критериев, входящих в методику, на разведочный георадарный профиль попал только один, но и этого стало достаточно для того, чтобы идентифицировать озеро.

- **Примеры озёр Болдер, Прогресс и Глубокое** показали специфику георадарного образа водоёмов, покрытых многолетним озёрным льдом – сухим или обводнённым.

- **Антарес** – озеро, на котором встречаются два типа льда: ледниковый и обводнённый озёрный, соответственно, два разных типа волновой картины мы наблюдаем на разрезах, пересекающих водоём. Наличие подобного примера важно для того, чтобы не допустить в дальнейшем неоднозначности при интерпретации данных (так, на начальном этапе работ на озере Антарес автор рассматривал версию о том, что в пределах участка независимо существуют два разобшённых по вертикали водных тела, как это было в случае с озёрами Куваева и принца Евгения).

Обобщим результаты работ этих работ в рамках первого защищаемого положения:

Водоём, перекрытый ледниковым или мощным сухим озёрным льдом, отражается на данных средне- и высокочастотной георадиолокации (1) наличием яркой, высокоамплитудной субгоризонтальной границы, сформированной контактом льда и воды; (2) при достаточной длине записи – наличием одной или нескольких кратных волн, сформированных границей лёд-вода; (3) наличием дифрагированных волн в краевых частях водоёма.

В случае обводнённого озёрного льда граница лёд-вода на радарограмме выглядит шероховатой, кратные волны выражены слабо, дифрагированные волны, маркирующие края водоёма, едва различимы или отсутствуют.

Прокомментируем некоторые моменты, которые могут оставаться спорными.

1. Частота зондирования. В разные полевые сезоны автор работал с георадарами ОКО (Россия), GSSI (США), Zond (Латвия) и с разными антенными блоками (38, 75, 150, 270, 400, 500, 900 МГц). Анализ большого объёма накопленных материалов показал, что критерии, перечисленные в защищаемом положении, проявлены при работах на частоте 150 МГц и выше. Так, при профилировании на частоте 75 МГц кратные волны от границы лёд-вода и дифрагированные волны от стенок водоёма иногда развиты слабо, а иногда отсутствуют. Именно поэтому применимость комплекса критериев ограничена средними и высокими частотами зондирования.

2. Внутриледниковые водоёмы. В рамках главы не рассмотрен ни один пример внутриледникового водоёма. Тем не менее, автор полагает, что предлагаемая выше методика будет так же эффективна при их изучении. Два из трёх критериев (наличие яркой границы лёд-вода и наличие кратных волн) определяются исключительно взаимодействием водной толщи и перекрывающего её слоя льда и не зависят от состава дна озера. Говоря о наличии дифрагированных волн по краям водоёма, обратимся к примерам озёр, перекрытых озёрным льдом, который переходит в ледяную толщу берега (озёра Прогресс, Глубокое). Несмотря на то, что лёд на этих водоёмах был интенсивно обводнён и, следовательно, по электрофизическим свойствам слабо контрастировал с водной толщей, мы фрагментарно наблюдаем на них дифрагированные волны. По мнению автора, в случае, если лёд, перекрывающий озеро, сухой, третий критерий (наличие дифракций от стенок озера) также будет проявлен.

Говоря о новизне предлагаемых критериев, необходимо отметить, что трактовка, схожая с первым из них, давалась в работах предшественников применительно к анализу данных глубинной радиолокации при исследовании крупных подледниковых озёр внутренней части Антарктиды. В обобщающем труде (Глазовский, Мачерет, 2014) мы находим, что важным индикатором присутствия озёр служит в том числе наличие плоской отражающей границы с малыми уклонами, а к одной из четырёх категорий озёр относят те из них, которые различаются надёжно благодаря абсолютно ярким отражениям от этой границы. Своим вкладом при развитии этого критерия автор полагает рассмотрение его применимости при инженерно-геофизических исследованиях, с использованием аппаратуры приповерхностного зондирования.

Вероятнее всего, критерий 2 (наличие кратных волн) мог бы наблюдаться и при изучении внутриконтинентальных подледниковых озёр. Однако учитывая значительную мощность толщи льда, перекрывающей такие объекты, вполне возможно, что чаще всего они просто не попадали

на радиолокационные разрезы в силу ограниченной длины записи. Для работ методом георадиолокации же он вполне применим.

Наконец, подводя итоги выполненным исследованиям, заметим, что в их процессе и благодаря методике, предложенной автором, в оазисе Холмы Ларсеманн удалось открыть новое малое подледниковое озеро (озеро принца Евгения), описать озеро, фрагментарно заметное ранее на аэрофотоснимках и показать наличие у него подлёдной части (озеро Антарес), выявить наличие обширной подлёдной части у крупного прорывоопасного озера Прогресс (Grigoreva et al., 2023).

Глава 4. Строение перемычек прорывоопасных озёр по данным георадиолокации

Одним из распространённых в антарктических оазисах сценариев прорыва озёр является прорыв через снежно-ледовую перемычку с образованием в её теле канала стока. Как правило, в этом процессе наблюдается сохраняется следующая стадийность:

- на начальном этапе паводка канал перекрыт снежным мостом;
- в течение нескольких суток пластина снега, перекрывающая канал, практически полностью обваливается, разрушается и выносится потоком воды ниже по течению;
- прорвавшийся водоём продолжает существовать в сточном режиме до тех пор, пока уровень озёрных вод не упадёт ниже скального порога котловины или пока не начнётся становление ледяного покрова. Разгрузка озёрных вод продолжается в этот период по открытому каналу;
- в течение зимнего периода канал закрывается снегом.

Основная часть главы посвящена изучению строения снежно-ледовых плотин известных прорывоопасных озёр оазиса Холмы Ларсеманн. Первостепенной задачей, поставленной в рамках этого исследования, было установление в их строении общих черт, определяющих вероятность и механизм прорывов, а также положение формирующихся каналов. В качестве эталонных объектов исследования рассматривались перемычки озёр Прогресс и Дискашн (раздел 4.1). На их примере был показан георадарный образ старых прорывных каналов озёр, паводки которых наблюдаются достаточно часто. В разделе 4.2 анализируется то, насколько хорошо сохраняются такие структуры в теле перемычек по прошествии нескольких лет.

Кроме того, встречается в оазисах и другой механизм прорыва – перелив озёрных вод через борт ледяной стенки. Ему предшествует продолжительное обводнение толщи льда, а с началом паводка во льду формируется и постепенно углубляется открытый канал стока. Такой сценарий, в частности, характерен для крупного озера Болдер. Раздел 4.3 этой главы посвящён анализу того, как в данных георадиолокации отражены следы прорывов такого типа.

4.1. Установление общих закономерностей: снежно-ледовые перемычки озёр Прогресс и Дискашн

4.1.1. Описание участков работ

Озеро Дискашн – это небольшой водоём в северо-западной части полуострова Брокнес. Его максимальная глубина составляет 4,8 м (Полевой отчёт..., 2019), площадь водной поверхности – 19,1 тыс. м² (Полевой отчёт..., 2018). Прорывы озера Дискашн наблюдались ежегодно в течение сезонов 63-й (2017/2018 г.) – 68-й (2022/2023 г.) РАЭ, при этом их триггерным

импульсом всегда являлись паводки расположенного южнее и выше озера ЛН-59. В этом процессе выделяется несколько основных этапов:

1. Прорыв озера ЛН-59. Избыточные водные массы поступают в озеро Дискашн вначале по тоннелю, скрытому в снежнике, а затем в виде поверхностного водотока.

2. Наполнение озера Дискашн. В течение 1-5 суток водоём наполняется, отмечается резкий рост абсолютной высотной отметки водной поверхности.

3. Прорыв озера Дискашн. Уровень воды стремительно снижается (так, в сезон 67-й РАЭ амплитуда падения уровня за первые сутки прорыва составила 0,72 м). В теле перемычки, подпруживающей водоём в северной части, формируется канал, по которому начинается разгрузка воды в бухту Нелла (Рис. 27а).

Озеро Прогресс подпружено снежно-ледовой перемычкой в северо-восточной части (Рис. 27б) и прорывается один раз в несколько лет. По состоянию на апрель 2023 г. последний паводок озера Прогресс наблюдался 06.01.2020 (сезон 65-й РАЭ), а до этого – 14.01.2019 (сезон 64-й РАЭ). При прорыве в теле плотины формируется канал, по которому водные массы поступают в расположенное севернее озеро Сибторп и далее в океан. Дополнительный интерес к изучению этого участка обусловлен тем, что по плотине, разделяющей озера Прогресс и Сибторп, проходит трасса движения транспортной техники, интенсивно эксплуатируемая в летнее время.

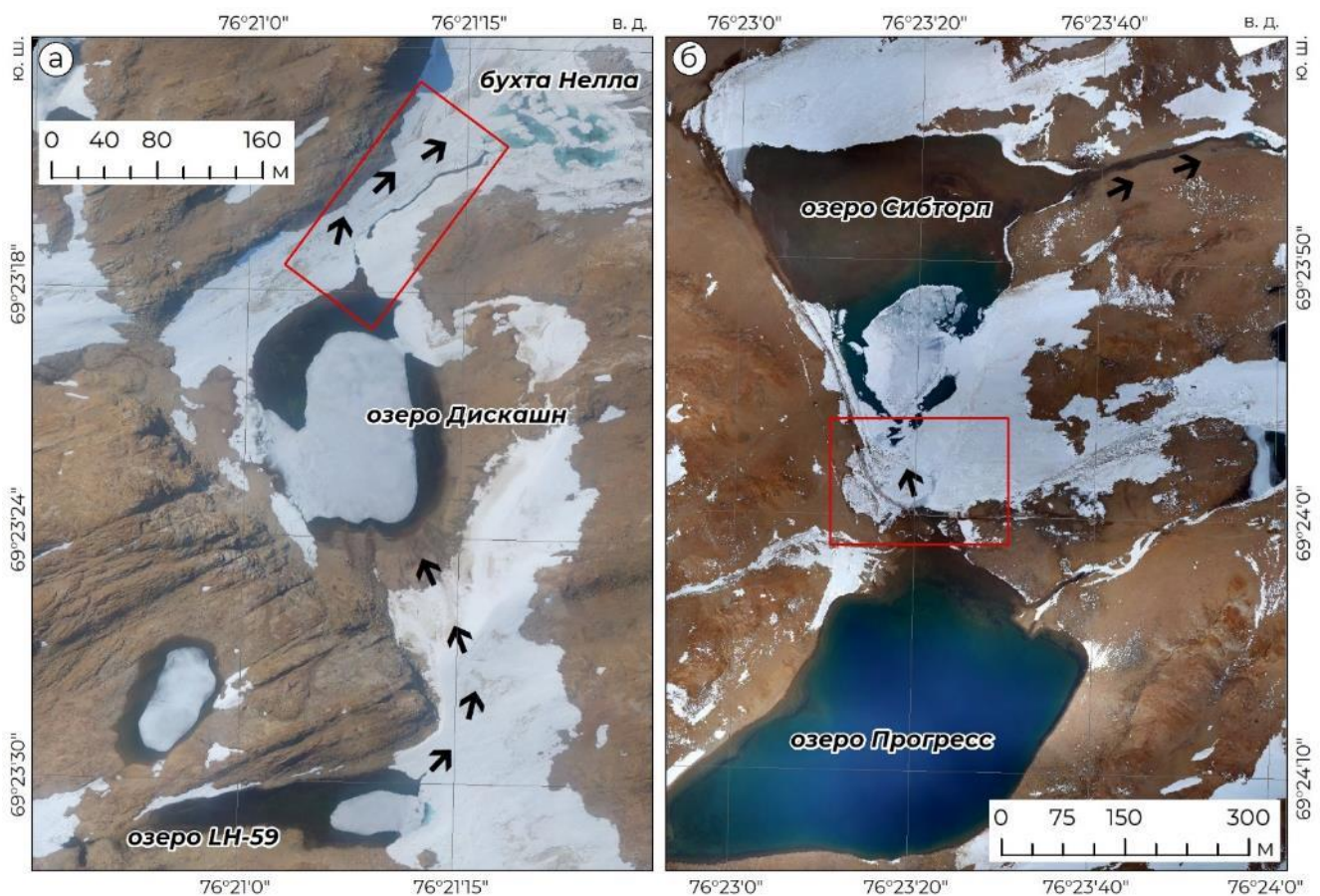


Рис. 27. Последовательность прорывов озёр ЛН-59–Дискашн (а) и Прогресс–Сибторп (б)

Ортофотопланы от 27.12.19 (а) и 06.02.20 (б). Чёрными стрелками показано направление перетока озёрных вод при прорывах, красными полигонами – участки работ на перемычках

4.1.2. Методика работ

Первые изыскания, направленные на изучение внутреннего строения перемычек озёр Прогресс и Дискашн, выполнялись в сезон-65-й РАЭ (2019/2020 г.). Кроме того, в сезон 68-й РАЭ на озере Прогресс была проведена повторная, более детальная съёмка, и именно её результаты будут приведены в этом разделе. На обоих объектах состав работ включал следующие этапы:

1. Анализ ретроспективных материалов. Перед началом работ были проанализированы ортофотопланы участков, полученные в ходе предыдущих экспедиций автором или его коллегами. Так, по результатам сезонных 64-й и 65-й РАЭ были доступны материалы аэрофотосъёмки, выполненных после прорывов обоих озёр, и на снимках отчётливо наблюдалось положение каналов стока, сформированных в ходе паводков.

2. Съёмка методом георадиолокации. Полевые работы на перемычках проводились в периоды, когда они были неразрушенными, то есть до прохождения очередного прорывного паводка. Сеть съёмки на обоих объектах назначалась так, чтобы рядовые профили пересекали прошлогодние каналы вкост их удлинения. Геометрия маршрутов на озере Дискашн была нерегулярной в силу изгибов канала, но в целом между профилями выдерживалось расстояние 10 м; на озере Прогресс в сезон 68-й РАЭ съёмка была проведена по квадратной сети 10×10 м. Комплект аппаратуры включал георадар Zond 12e с антенным блоком 900 МГц (озеро Дискашн) и 500 МГц (озеро Прогресс); разбивка сети на местности и позиционирований наблюдений выполнялись при помощи DGPS комплекса EFT. При выполнении профилирования также использовался штатный датчик перемещения георадара.

3. Бескernовое механическое бурение. Для наиболее корректного подбора скоростных параметров снега и льда в пределах участков исследования в нескольких точках профилей выполнялось бурение с промером мощностей. Эти данные впоследствии учитывались при пересчёте временных георадиолокационных разрезов в глубинные.

4. Аэрофотосъёмка с применением БПЛА. Выполнение аэрофотосъёмочных работ позволило визуально зафиксировать изменения, происходящие на участках по мере наполнения озёр, формирования и развития их прорывных паводков.

Алгоритм обработки данных георадиолокации включал первичную оценку качества данных, удаление воздушной волны, частотную фильтрацию для подавления высокочастотной помехи, создаваемой DGPS ровером, пересчёт временных разрезов в глубинные с послойным заданием скоростей снега и льда.

Значения относительной диэлектрической проницаемости сред подбирались с учётом промеров в точках бурения и составили для снега 1,4 ед. в сезон 65-й РАЭ, 2,02 ед. в сезон 68-

й РАЭ, для льда – 3,05 ед. Различия в параметрах снежной толщи объяснимы: в сезон 65-й РАЭ работы проводились в начале ноября, когда снег является сухим. Оценив плотность, соответствующую $\varepsilon = 1,4$, по формуле Ковакса, мы получим значение $0,21 \text{ г/см}^3$, что действительно отвечает сухому метелевому снегу (Краус, Мерзликин, 1990).

Съёмка в сезон 68-й РАЭ была выполнена в начале февраля. К этому времени толщина снега насыщена влагой, поступающей в течение летнего периода, а в ночное время может промерзнуть, при этом в ней образуются ледяные корки. Значению $\varepsilon = 2,02$ отвечает плотность $0,5 \text{ г/см}^3$ – величина, в целом согласующаяся с наблюдениями в шурфах, выполненными в сезон 65-й и 67-й РАЭ.

4.1.3. Основные результаты

Пример временного георадарного разреза, отражающего основные черты строения перемычки **озера Прогресс**, приводится на Рис. 28. В верхней части разреза развита толща снега, подстилаемая пачкой льда (1). Внутри снежного слоя отмечается слоистость, особенно ярко выраженная в пределах старого канала стока озёрных вод (2). Толща льда перекрывает скальное основание (3). К участку профиля, отвечающему положению старого канала (83-й – 130-й метры), приурочен прогиб, выраженный в рельефе коренных пород и толщии льда. В этой же части профиля наблюдается максимальная мощность снега, составляющая 4,3 м.

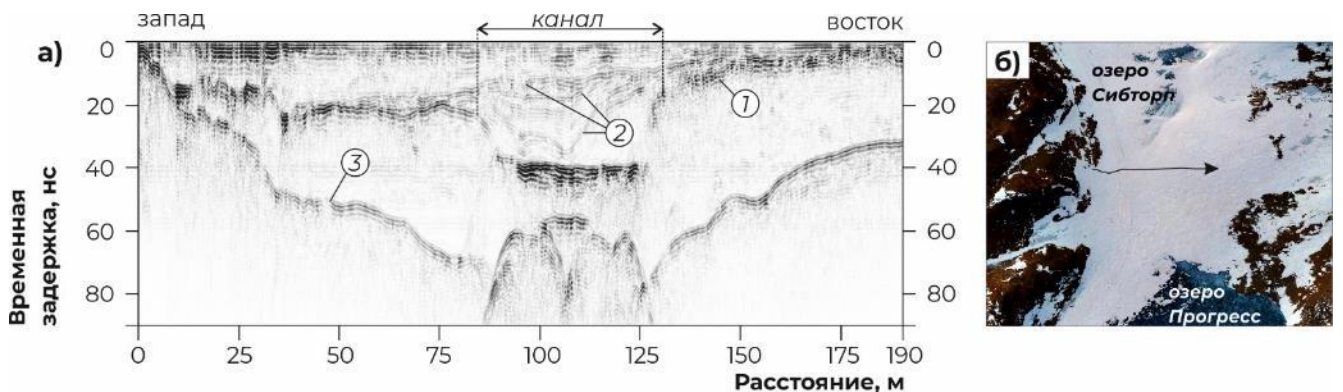


Рис. 28. Пример временного георадарного разреза перемычки озера Прогресс (сезон 68-й РАЭ)
а – георадарный разрез; б – схема расположения (ортофотоплан от 14.11.2019)

Условные обозначения: 1 – граница снега и льда; 2 – внутренняя слоистость снежной толщи; 3 – граница льда и скального основания

Рассмотрим схемы строения перемычки озера Прогресс, созданные по результатам детальной георадарной съёмки (Рис. 29). Рельеф снежной поверхности (Рис. 29а) характеризуется двумя широкими понижениями, развитыми вблизи озера Прогресс в южной части и возле озера Сибторп в северной. Через центр участка по линии ЗЮЗ – ВСВ протянулась пологая возвышенность. Максимальная высота составляет 65,3 м над уровнем моря; с положением старого прорывного канала (2 на Рис. 29) рельеф поверхности не коррелирует.

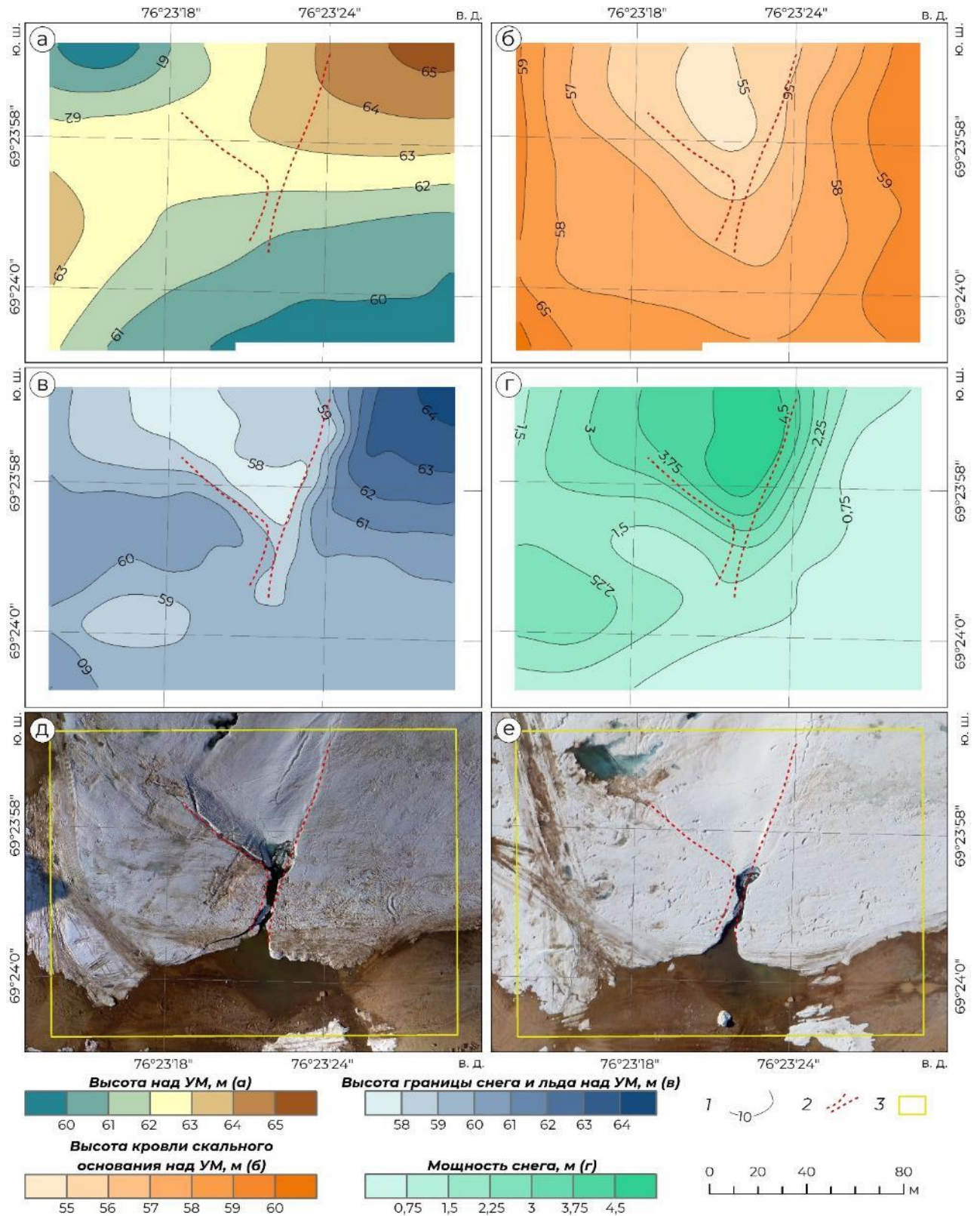


Рис. 29. Строение перемычки озера Прогресс

а – схема высот дневной поверхности; б – схема высот кровли скального основания; в – схема высот границы снега и льда над; г – схема мощности снега; д – ортофотоплан участка после прорыва в сезон 64-й РАЭ; е – ортофотоплан участка после прорыва в сезон 65-й РАЭ

Условные обозначения: 1 – изолинии целевых параметров; 2 – положение старого канала; 3 на сечениях д, е – контур участка работ

В рельефе скального основания (Рис. 29б) в центральной части полигона развита широкая депрессия, вытянутая с юга на север. Перепад абсолютных высотных отметок составляет 3 м – от 58 м над уровнем моря вблизи озера Прогресс до 55 м над уровнем моря около озера Сибторп. Понижению в рельефе скальной котловины отвечает вытянутый прогиб в кровле ледяной толщи (Рис. 29в), в пределах которого наблюдаются максимальные значения мощности снега (Рис. 29г).

Положение канала стока в разные годы было оцифровано по ортофотопланам, полученным после прорывов озера Прогресс в сезон 64-й РАЭ (Рис. 29д) и 65-й РАЭ (Рис. 29е). Обращает на себя внимание тот факт, что в оба этих года канал находился на одном и том же месте и характеризовался неизменяющейся конфигурацией. Если сопоставить положение канала, наблюденное в 2019 г. и 2020 г., со схемами строения участка, видно, что оно приурочено к центральной части, где развиты локальное понижение в рельефе коренных пород и линейная депрессия в кровле толщи льда.

Снежно-ледовая перемычка **озера Дискашн** также характеризуется простым трёхслойным строением (Рис. 30). Толща снега, мощность которой достигает максимального значения 2,48 м в пределах старого канала, в северо-западной части профиля подстилается слоем льда (1); далее ледяная пачка выклинивается и снег залегаёт на скальном основании (2). Положение старого канала, как и в предыдущем случае, отвечает прогибу в рельефе коренных пород и толщи льда (более отчётливо заметному на глубинных разрезах с введённым рельефом).

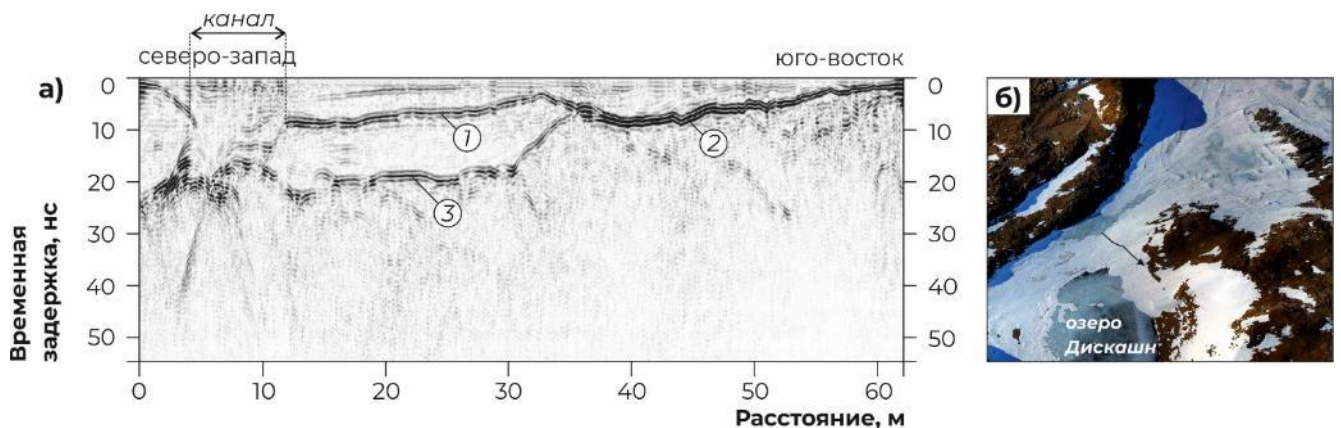


Рис. 30. Пример временного георадарного разреза перемычки озера Дискашн (сезон 65-й РАЭ)
а – георадарный разрез; б – схема расположения (ортофотоплан от 15.11.2019)

Условные обозначения: 1 – граница снега и льда; 2 – граница снега и скального основания; 3 – граница льда и скального основания

Схемы, отражающие строение перемычки озера Дискашн, приведены на Рис. 31. В рельефе снежной поверхности (Рис. 31а) интересно небольшое повышение, развитое в восточной части полигона. Это ветровая форма – наддув, образовавшийся с подветренной стороны пологой сопки.

Основные черты строения перемычки схожи с теми, которые мы наблюдали на примере озера Прогресс. Положение старого канала стока приурочено к линейной изогнутой депрессии в поверхности скального основания (Рис. 31б) и отвечающему ей вытянутому понижению в рельефе толщи льда (Рис. 31в). Ледяная пачка, однако, развита не на всей площади работ: ближе к бухте Нелла снег залегают на скальном основании. Максимальная мощность снега также наблюдается в пределах канала. Отметим, что ещё одна зона повышенного снегонакопления есть ближе к восточному краю участка, однако там она слагает наддув, образовавшийся под действием преобладающих ветров восточного направления. Данные аэрофотосъёмки, выполненной после прорыва озера Дискашн в сезоны 64-й и 65-й РАЭ, показывают, что, как и в предыдущем случае, ни положение, ни конфигурация прорывного канала не претерпевают изменений год от года (Рис. 31д, е).

Интересной чертой в строении перемычки озера Дискашн является тот факт, что вблизи бухты Нелла (северная часть полигона) абсолютная высотная отметка скальной котловины лежит ниже уровня моря. Не останавливаясь на этом подробно в рамках диссертации, подчеркнём лишь факт, важный с точки зрения гидрологического режима озера: многолетние наблюдения за уровнем воды и минерализацией водоёма свидетельствуют о том, что поступления морских вод в озеро никогда не происходило.

Подведём промежуточные итоги. Оба рассмотренных водных объекта представляют собой прорывные озёра, подпруженные снежно-ледовыми перемычками, но различны по характеру урванного режима. Паводки озера Дискашн всегда вызваны триггерным импульсом – прорывом озера ЛН-59, тогда как переполнение озера Прогресс происходит за счёт длительного постепенного притока талых вод в течение тёплого периода года. Невзирая на это, строение плотин обоих водоёмов характеризуется общими закономерностями:

- положение и конфигурация канала стока озёрных вод не меняются год от года;
- положение канала стока приурочено к линейному понижению в рельефе коренных пород, которому соответствует прогиб в кровле толщи льда.

В данных георадиолокации наличие старых каналов прорыва обоих озёр проявлено в виде трогообразных структур: стенки каналов вертикальные или близки к вертикальным, мощность льда в их границах минимальна, сами каналы засыпаны снегом.

4.2. Оценка сохранности старых каналов прорыва: пример озера ЛН-73

Озёра Прогресс и Дискашн, описанные в предыдущем разделе, характеризуются достаточно частыми прорывами. На озере Дискашн обследование перемычки было выполнено спустя 10 месяцев после последнего паводка, а на озере Прогресс – спустя три года. Рассмотрим теперь, как в данных георадиолокации проявлены более старые каналы прорывов озёр через снежно-ледовые перемычки, на примере озера ЛН-73.

Озеро LH-73 лежит в скальной котловине, расположенной на сопке к северо-западу от озера Прогресс (Рис. 32а, б), на 27 м выше последнего. Оно относится к потенциально прорывоопасным. Согласно информации, полученной от сотрудников станции Прогресс, последний его паводок наблюдался в марте 2017 г., в течение зимовочного периода 62-й РАЭ, и сопровождался разрушением перемычки, подпруживающей озеро в южной части, и разгрузкой озёрных вод по ущелью к перемычке озера Прогресс.

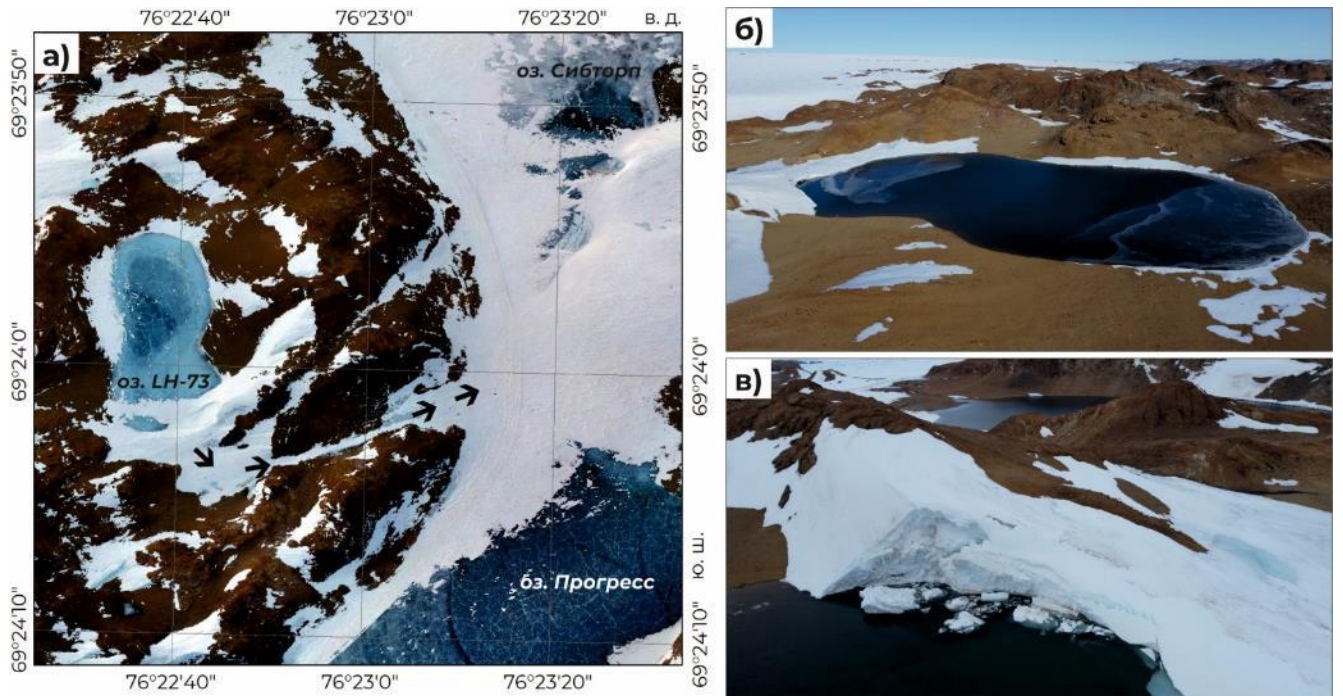


Рис. 32. К описанию озера LH-73

а – схема расположения (ортофотоплан от 14.11.2019); б – общий вид с северо-востока (фото Д.А. Емельянова, 19.02.23); в – вид на разрушающуюся перемычку (фото Д.А. Емельянова, 30.01.23). Чёрными стрелками на *секции а* показано направление перетока воды при прорыве

После прорыва, произошедшего в зимовку 62-й РАЭ, озеро LH-73 остаётся в стадии наполнения. Уровень его водной поверхности на протяжении периода наблюдений стабильно растёт от минимальной отметки 85,38 м над уровнем моря, наблюденной в декабре 2018 г. (Григорьева, Кузнецова, 2022), до максимального значения 86,36 м по состоянию на 06.02.2023 (Рис. 33). Незначительные снижения уровня, которые проявлены в осенне-зимние периоды, объясняются потерями на ледообразование.

С ростом уровня водной поверхности с каждым годом растёт и площадь акватории. Последний раз оценка этой величины выполнялась в сезон 65-й РАЭ путём оцифровки уреза воды по аэрофотоснимкам с БПЛА. Тогда, по состоянию на 06.02.2020, площадь озера LH-73 составила 30,0 тыс. м² (на 08.01.2018 она равнялась 23,8 тыс. м²). Смещение уреза воды происходит преимущественно в южном направлении за счёт разрушения подпруживающей озеро снежно-ледовой перемычки (Рис. 32в; Рис. 34).

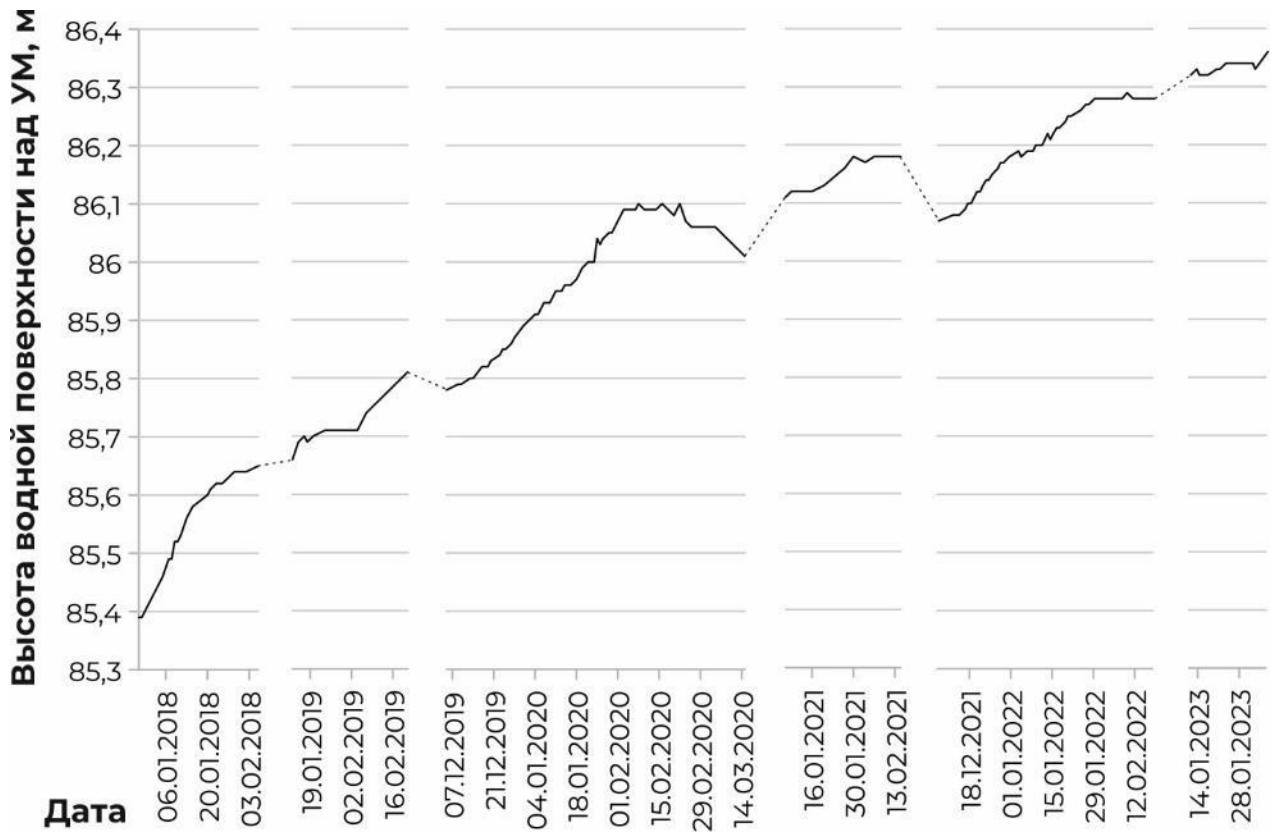


Рис. 33. Изменение абсолютной высотной отметки водной поверхности озера LH-73

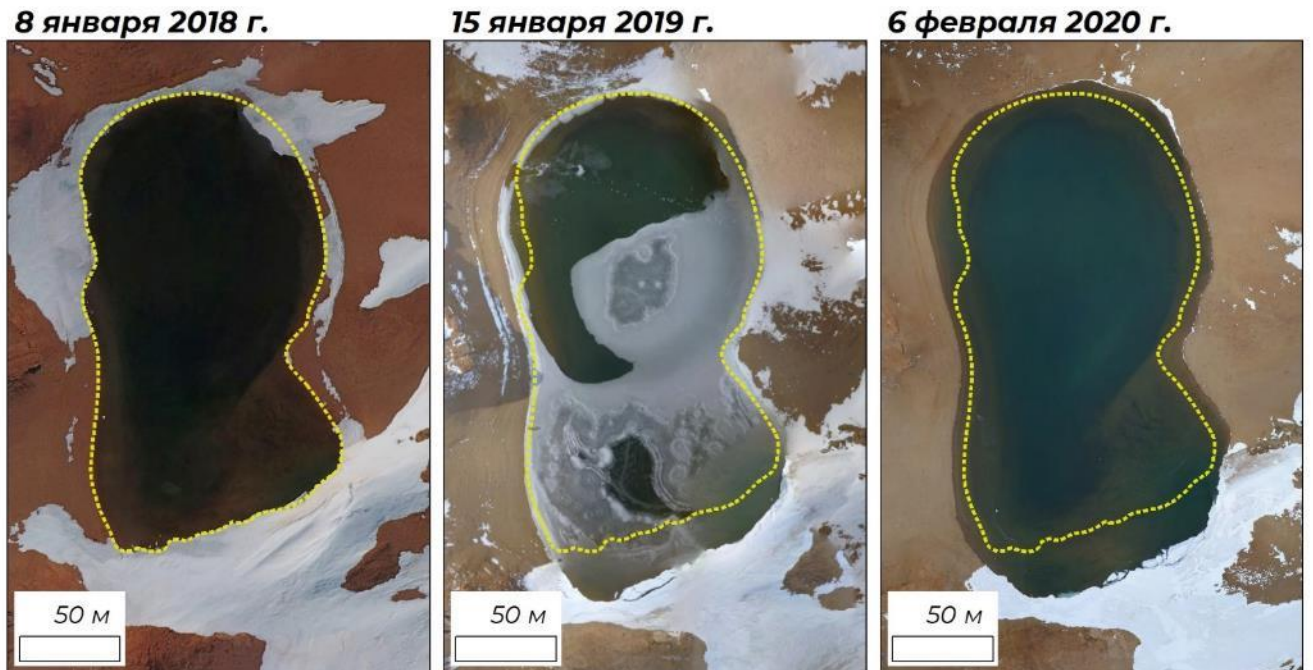


Рис. 34. Изменение площади озера LH-73 на протяжении 63-й – 65-й РАЭ

Ортофотоснимки за 2018, 2019 г. выполнены А.В. Миракиным при участии автора
Жёлтым пунктиром показано положение береговой линии на 8 января 2018 г. (63-я РАЭ)

Максимальная глубина озера LH-73 в последний раз была определена автором в ходе контрольных промеров 06.04.2023 и составила 4,13 м. Согласно (Боронина и др., 2019), в сезон 63-й РАЭ максимальная глубина оценивалась как 3,1 м.

Итак, за период наблюдений абсолютная высотная отметка водной поверхности озера ЛН-73 выросла на 0,98 м, площадь акватории увеличилась на 6,6 тыс. м² уже к февралю 2020 г., а снежно-ледовая перемычка, подпруживающая водоём в южной части, отступила не менее чем на 25 м. Очевидно, озеро ЛН-73 остаётся потенциально прорывоопасным. Поскольку его очередной паводок неминуемо затронет трассу, проходящую по перемычке озера Прогресс, ежегодно здесь выполняются мониторинговые геофизические работы. Наиболее детальная георадарная съёмка перемычки озера ЛН-73 была проведена 19.11.2021, в сезон 67-й РАЭ. Её задачами были:

-картирование рельефа скального основания под перемычкой для понимания того, поддерживается ли водоём скальным порогом (в этом случае опасность прорыва на момент обследования отсутствует) или снежно-ледовой стенкой;

-оценка состояния перемычки: наличия обводнённых зон, формирующегося канала стока, других нарушений целостности, свидетельствующих о вероятности скорого паводка;

-поиск структур, маркирующих положение канала стока, образовавшегося при прорыве в марте 2017 г.

Съёмка методом георадиолокации выполнялась при помощи георадара Zond 12e с антенным блоком 500 МГц. Привязка сети наблюдений стандартно осуществлялась с использованием датчика перемещения георадара и DGPS комплекса EFT.

Обработка материалов съёмки включала первичную оценку качества данных, удаление звона, частотную фильтрацию, оцифровку целевых границ и пересчёт временных разрезов в глубинные с послойным заданием скоростей. Значение относительной диэлектрической проницаемости снега было рассчитано по формуле Ковакса для плотности, равной 0,37 г/см³ – средняя величина, полученная при работах в снежном шурфе на перемычке озера Прогресс 20.11.21. По этой же формуле была рассчитана величина ϵ и для фирна, плотность фирна была принята равной 0,5 г/см³. Итоговые значения относительной диэлектрической проницаемости, взятые в обработку, составили 1,72 ед. для снега, 2,02 ед. для фирна, 3,05 ед. для льда (ϵ льда была принята равной величине, полученной для перемычек озёр Прогресс и Дискашн).

Наиболее интересные результаты были получены в северной части перемычки. Так, на профиле, проходящем наиболее близко к береговой линии озера, отчётливо проявлена широкая трогообразная структура (Рис. 35а). В верхней части разреза выражен слой снега, подстилаемый фирном (1). Толща фирна заполняет впадину, проявленную в рельефе пачки льда и скальной поверхности. Граница фирна и льда (2) становится слабоконтрастной в интервале с 75-го по 100-й метры профиля и подчёркнута пунктирной линией. Здесь же заметно, что слои внутри толщи фирна нарушены и залегают несогласно. Граница льда и скального основания (3) на протяжении профиля наблюдается отчётливо. Западная стенка «трога» характеризуется крутым уклоном и маркируется дифрагированными волнами (4). Более показательно описанная структура

смотрится с учётом послойно заданных скоростей толщ, входящих в её строение, и рельефа дневной поверхности (Рис. 35б). Автор интерпретирует её как канал прорыва, образовавшийся в марте 2017 г.

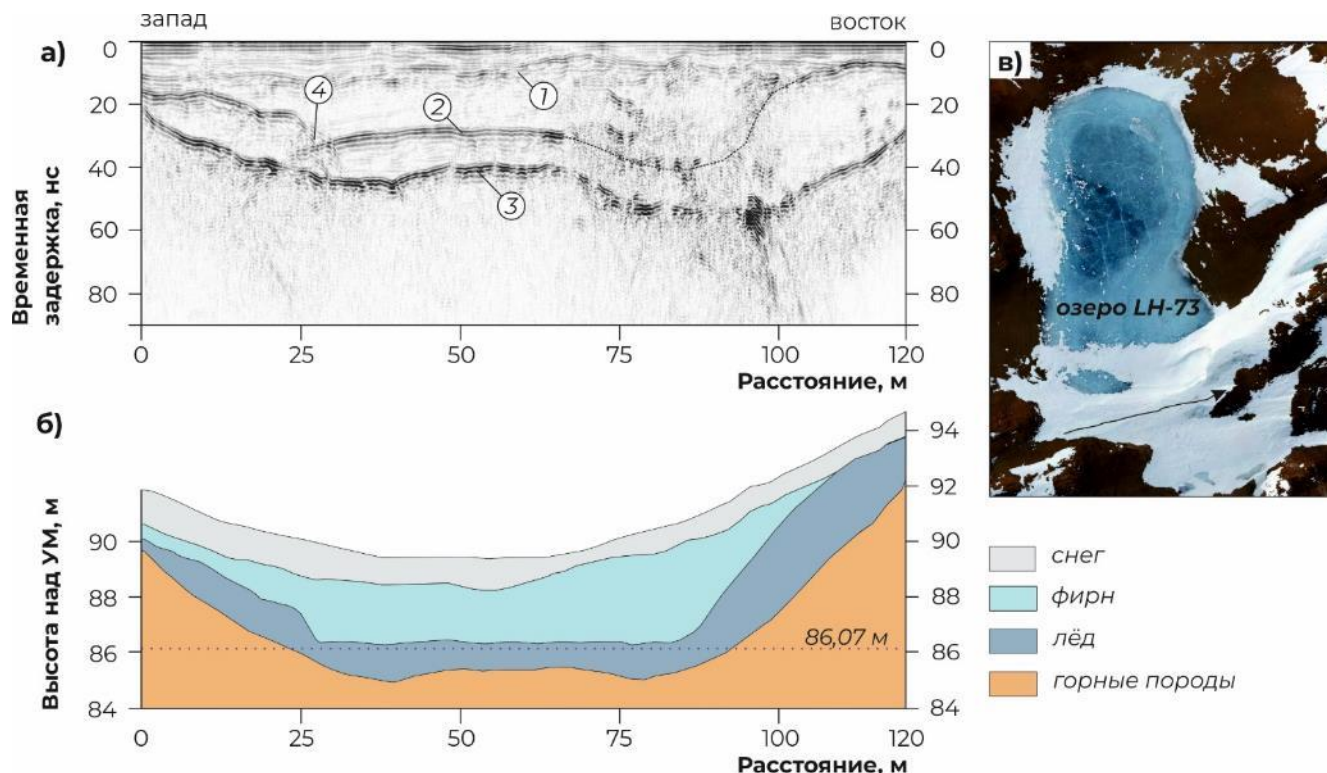


Рис. 35. Старый канал прорыва озера LH-73: отображение в данных георадиолокации а – временной георадарный разрез через перемычку; б – результат интерпретации глубинного разреза с учётом рельефа; в – схема расположения

Интересно сопоставить строение перемычки вблизи озера и высоту его водной поверхности. На Рис. 35б пунктирной линией отмечена высота 86,07 м над уровнем моря – абсолютная высотная отметка воды озера LH-73, измеренная 07.12.2021 (дата, ближайшая к дню выполнения георадарной съёмки). Это значение на 1,16 м превышает минимальную высоту скального порога, составляющую на профиле 84,91 м над уровнем моря. Поверхность воды практически достигает нижней границей толщи фирна, которая, вероятно, является дном старого прорывного канала.

Давая характеристику озера LH-73, мы упоминали, что продвижение его уреза воды происходит преимущественно в южном направлении за счёт разрушения плотины. Обратимся к фотографиям, иллюстрирующим этот процесс (Рис. 36). В обрывистой краевой части перемычки происходит оползание снежной пластины, однако фрагментарно видно, что ниже слоя снега лежит толща, очевидно отличающаяся от снежной, – будем интерпретировать её как фирн. Расположенная ниже толща льда находится ниже уровня воды, что особенно ярко заметно на Рис. 36б. Таким образом, то, что абсолютная высотная отметка водной поверхности практически подходит к нижней границе фирна на разрезе (Рис. 35б), не случайно: вероятнее всего, именно

по этому контакту происходит активная инфильтрация воды в тело перемычки. Это отвечает и наблюдаемому автором механизму разрушения плотины, выраженному в постепенном откалывании крупных снежно-фирновых обломков и отдельных льдин.

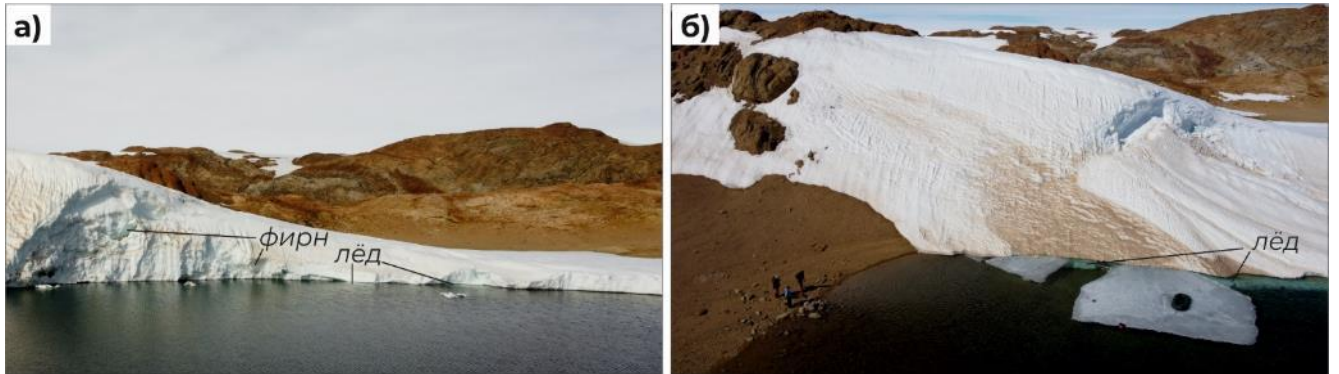


Рис. 36. Разрушение перемычки озера LH-73 путём инфильтрации воды по границе фирна и льда
Фото выполнены автором при помощи БПЛА DJI Mavic Mini 03.03.2022 (а) и 03.01.2022 (б)

Для оценки прорывоопасности озера необходимо было понять, как соотносится высота его водной поверхности с рельефом скального основания не только на профиле, показанном на Рис. 35, но и в пределах оставшейся части перемычки. Для этого по данным георадиолокации была построена соответствующая схема (Рис. 37).

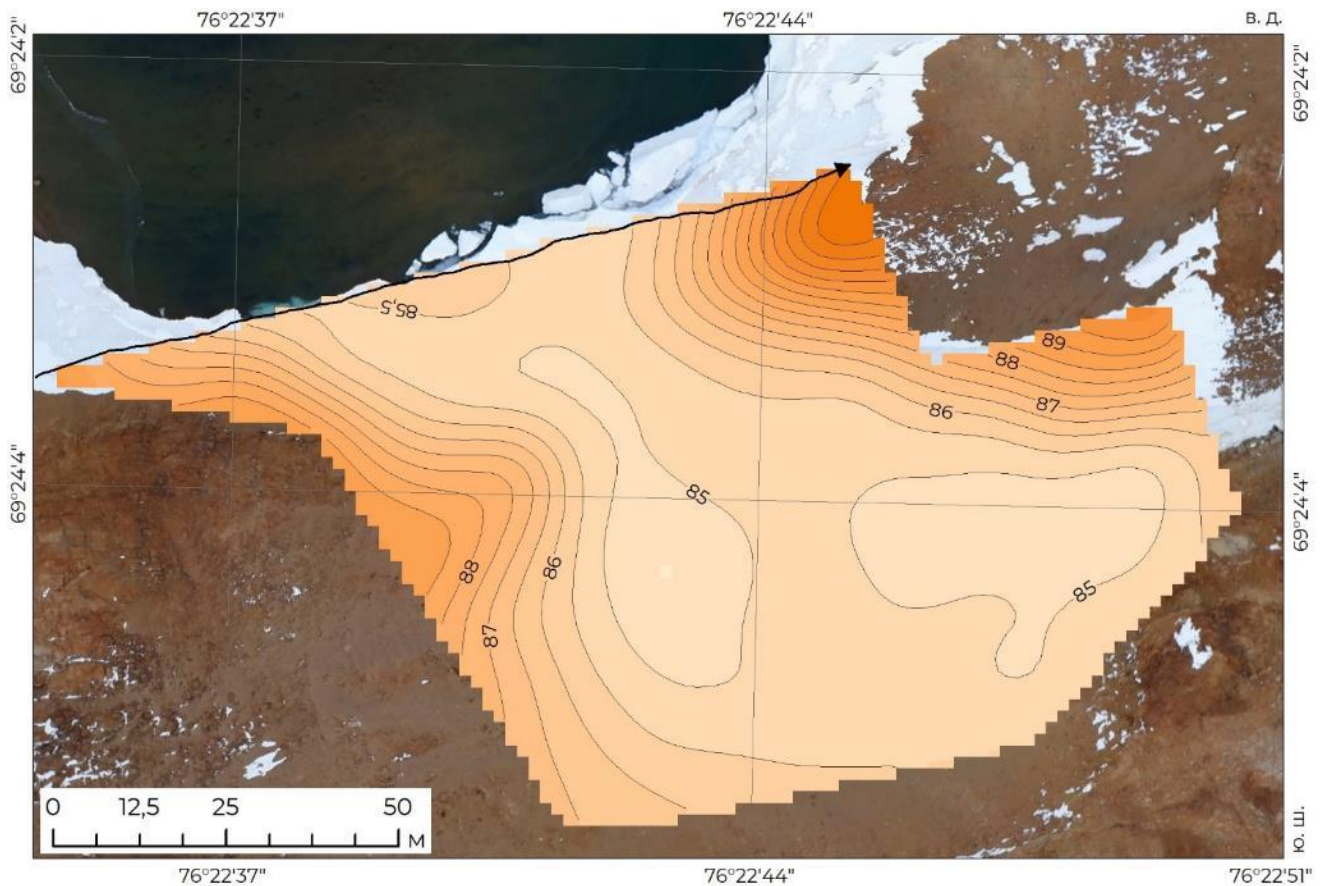


Рис. 37. Рельеф скального основания под перемычкой озера LH-73

Шаг изолиний и цветовой шкалы составляет 0,5 м. Чёрная стрелка – положение профиля, показанного на Рис. 35

В рельефе скального основания проявлена пологая линейная депрессия, в северной части граничащая с береговой линией озера и продолжающаяся в юго-восточном направлении, в сторону ущелья, по которому происходила разгрузка воды в ходе прорыва в 2017 г. Высота скальной поверхности, наблюдаемая вдоль профиля на Рис. 35, является максимальной на возможном пути озёрных вод. Следовательно, водоём будет и далее удерживаться только снежно-фирновой толщей, постепенно разрушающейся в течение летнего периода, и определённо является прорывоопасным. Методика мониторинга состояния таких водных объектов и прогнозирования вероятности паводка будет рассмотрена в следующей главе.

Оценка прорывоопасности и описание механизма разрушения плотины озера LH-73, безусловно, являются важными результатами. Однако в рамках тематики этой главы наиболее примечательным итогом работ стало подтверждение того, что следы прорыва озера через снежно-ледовую перемычку хорошо заметны даже спустя несколько лет. В данных георадиолокации канал, как и в случае озёр Прогресс и Дискашн, проявлен в виде широкого прогиба с крутыми стенками. Отличием является его наполнение: за годы, прошедшие с момента прорыва, снег, заполнивший канал после паводка, преобразовался в фирн.

4.3. Канал, образующийся при прорыве путём перелива через борт ледяной плотины: каскад озёр Болдер и Ледяное

Показав, как отражаются в геофизических данных каналы прорывов озёр через снежно-ледовые перемычки, рассмотрим теперь примеры водоёмов, подпруженных ледяными плотинами и прорывающихся путём перелива. В оазисе Холмы Ларсеманн такой сценарий паводка характерен для каскада озёр Болдер-Ледяное. Кратко охарактеризуем этот процесс по результатам наблюдений, выполненных в сезон 65-й РАЭ (2019/2020 г.):

-предыдущий прорыв озера Болдер произошёл в январе 2017 г. и привёл к формированию провала в леднике Долк (Voropina et al., 2021). С тех пор уровень водной поверхности непрерывно возрастал, достигнув к 07.01.20 максимальной отметки 91,3 м над уровнем моря.

-08.01.20 – 09.01.20: прорыв озера Болдер с формированием в теле ледника вначале одного, а затем второго открытых каналов (Рис. 38б), начало разгрузки водных масс в озеро Ледяное;

-10.01.20: прорыв озера Ледяное с образованием открытого канала (Рис. 38в), который далее переходит в разветвлённую приповерхностную гидрологическую сеть, направленную в сторону провала. Основной канал прорыва озера Болдер выработан до скального основания;

-11.01.20: начало активного наполнения провала (Рис. 38г);

-24.01.20: провал наполнен водой и начинает переливаться в северо-восточном направлении;

-01.02.20 – 02.02.20: в результате похолодания и сильной метели озёра Болдер и Ледяное и водоём на месте провала покрываются льдом, а каналы заполняются снегом. Активная стадия паводка завершена. Высота водной поверхности озера Болдер на момент окончания наблюдений составила 89,30 м над уровнем моря, то есть в ходе прорыва уровень воды в нём упал на 2 м.

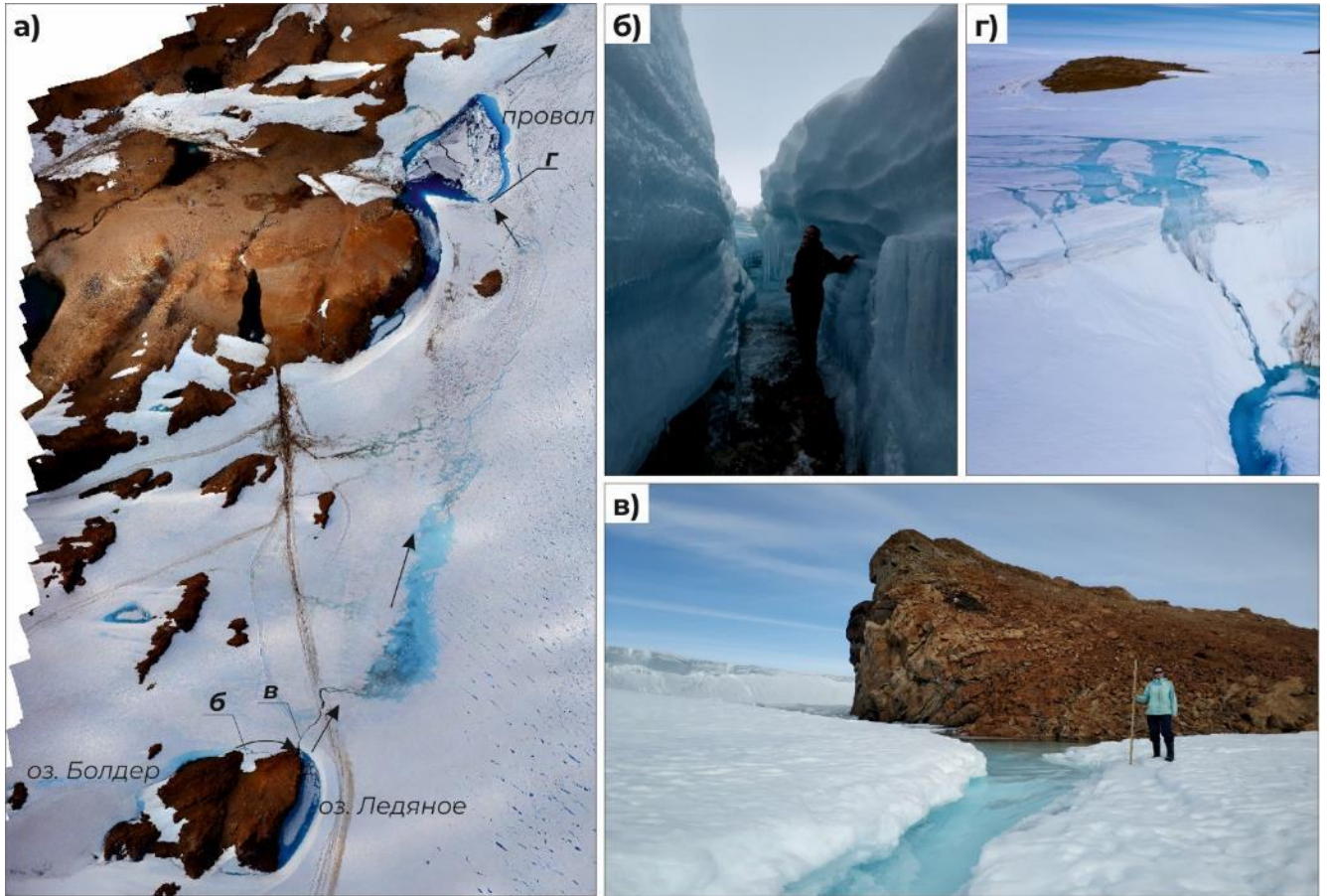


Рис. 38. Прорыв каскада озёр Болдер-Ледяное в январе 2019 г.

а – фрагмент ортофотоплана от 21.01.20; б – канал прорыва озера Болдер (фото Э.Р. Киньябаевой от 31.01.21); в – канал прорыва озера Ледяное (фото М.Р. Кузнецовой от 11.01.21); г – водопад в южной части провала (фото А.В. Миракина от 11.01.20)

На *секции а* чёрными стрелками показано направление перетока воды, выносками – точки, в которых сделаны фото, представленные на *секциях б, в, г*

В апреле 2023 г. в районе озёр Болдер и Ледяное были выполнены работы методом георадиолокации, направленные на оценку того, как в геофизических данных отображаются каналы прорывов обоих водоёмов спустя три года с момента их формирования. При проектировании сети съёмки использовались ортофотопланы участка, полученные в сезон 65-й РАЭ; положение профилей назначалось так, чтобы пересечь каналы вкрест удлинения. Работы выполнялись с георадаром Zond12e и антенным блоком 500 МГц, привязка сети наблюдений осуществлялась при помощи DGPS комплекса EFT и одометра георадара.

Внутреннее строение участка на всех профилях схоже (Рис. 39): в верхней части разрезов залегает толща снега, мощность которой достигает 1,5 м, подстилаемая льдом (1). Пачка льда граничит со скальным основанием (2). Канал, идущий из озера Болдер, у истока (Рис. 39а) выделяется только благодаря слабо выраженной дифрагированной волне (3) и небольшому узкому несогласию (4) во внутренних слоях толщи льда. Интересно, что гипербола не маркирует ни дно канала (в этом месте русло было выработано до скального основания), ни его верхнюю кромку, которая располагалась существенно выше. Вероятно, она образована неровностью в профиле ледяной стенки.

Канал, идущий из озера Болдер, у истока (Рис. 39а) выделяется только благодаря слабо выраженной дифрагированной волне (3) и небольшому узкому несогласию (4) во внутренних слоях толщи льда. Интересно, что гипербола не маркирует ни дно канала (в этом месте русло было выработано до скального основания), ни его верхнюю кромку, которая располагалась существенно выше. Вероятно, она образована неровностью в профиле ледяной стенки.

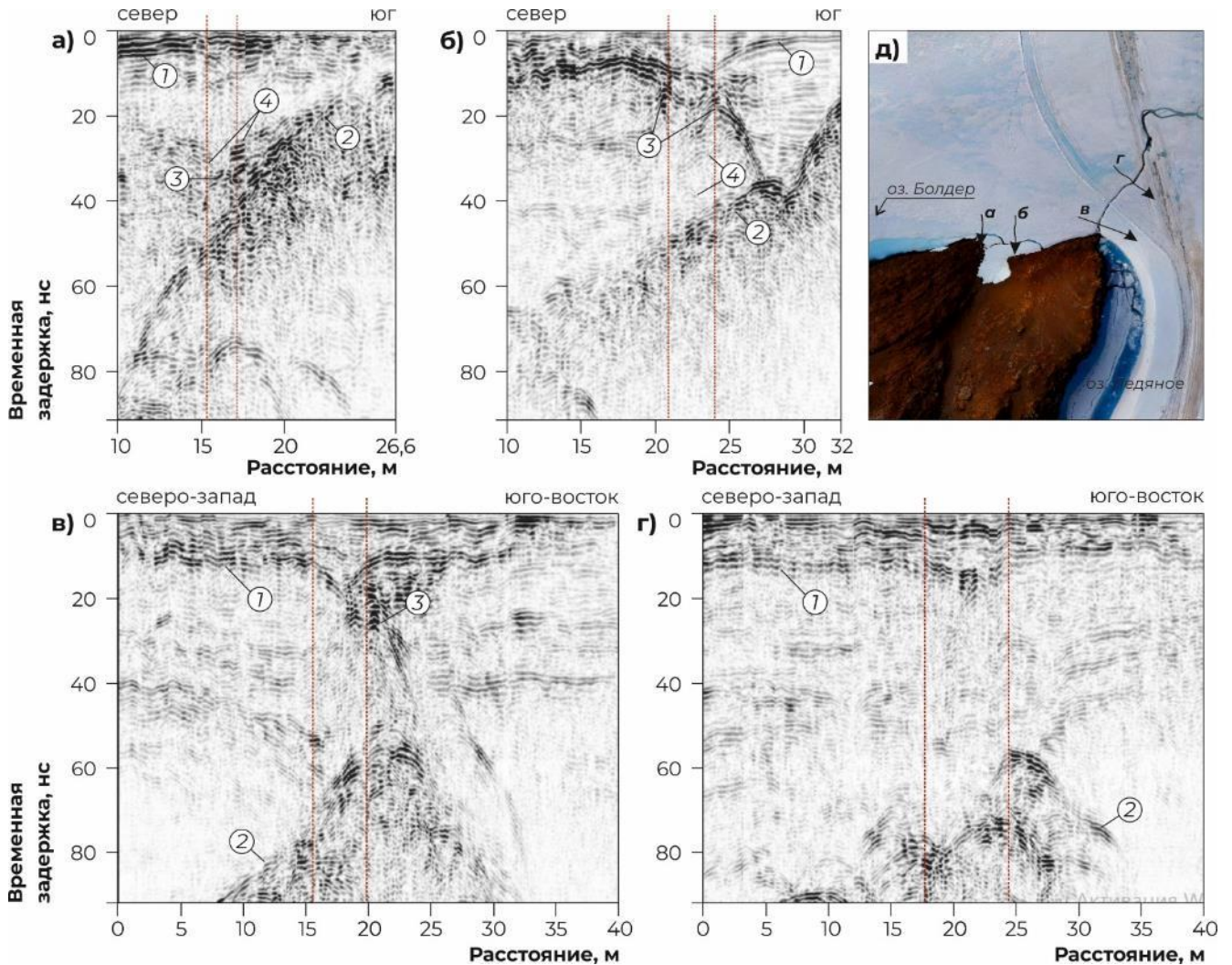


Рис. 39. Отображение каналов прорыва озёр Болдер и Ледяное на данных георадиолокации
а, б – фрагменты временных георадарных разрезов канала озера Болдер; в, г – временные георадарные разрезы канала озера Ледяное; д – схема расположения (ортофотоплан от 21.01.20)

Условные обозначения: 1- граница снега и льда; 2 – граница льда и скального основания; 3 – дифрагированные волны от стенок каналов; 4 – несогласное залегание слоёв в пределах старых каналов. Красными пунктирами на секциях а-г показано положение каналов по данным аэрофотосъёмки и геодезических измерений, выполненных в ходе прорыва в январе 2020 г.

На профиле, проходящем восточнее (Рис. 39б), канал прорыва озера Болдер выражен более отчётливо: его положению отвечают заметное понижение в кровле ледяной толщи, заполненное снегом и интенсивные дифрагированные волны от стенок. Полевые наблюдения, выполненные автором в январе-феврале 2020 г., показывали, что русло в этом месте было выработано до скального дна, а с началом метелей – полностью заполнено снегом. Можно было бы ожидать, что в данных георадиолокации будет наблюдаться соответствующая структура: узкий прогиб, достигающих коренных пород, с явно выраженными стенками и наполнением, контрастирующим по свойствам со вмещающей толщей льда. Вопреки этому предположению, на разрезе заметны только слабоконтрастные слои, залегающие несогласно с внутренними слоями ненарушенного ледяной пачки (4).

Канал прорыва озера Ледяное возле устья (Рис. 39в) выделяется на разрезе благодаря прогибу в кровле льда, заполненному снегом, и ярким дифрагированным волнам, однако восточнее становится практически незаметным (Рис. 39г): гиперболы, маркирующие стенки, здесь отсутствуют, а прогиб в верхней части ледяной толщи является достаточно пологим и неглубоким. На этом участке канал действительно приобретал при прорыве форму широкого мелкого водотока с ледяным дном, однако не зная о его наличии, достаточно непросто интерпретировать эту структуру как сохранившийся след прорывного паводка.

Итак, при переливе водоёма через борт ледяной плотины структура канала сохраняется заметно хуже, чем при прорыве через снежно-ледовую перемычку. На участках профилей, отвечающих положению каналов, вопреки ожиданиям, не наблюдается узких прогибов, достигающих скального основания и заполненных материалом, по электрофизическим свойствам отличным от вмещающей толщи льда. Положение русел, по которым происходила разгрузка озёрных вод, устанавливается только благодаря понижению в кровле ледяной пачки, несогласию в её внутренней слоистости, на некоторых профилях также по дифрагированным волнам от стенок каналов. На участке, где канал прорыва озера Ледяное становится мелководным, его и вовсе практически невозможно выявить на разрезе.

Полученный результат в целом согласуется с материалами предыдущих исследований. В работе (Voronina et al., 2021) показан пример временного георадарного разреза, который пересекает предполагаемое проложение канала, образовавшегося при прорыве озера Болдер в январе 2017 г. (сезон 62-й РАЭ). Георадарная съёмка, описанная в публикации, была выполнена в январе 2018 г., спустя всего один год после паводка. На этом разрезе единственным признаком наличия старого русла являются две разнесённые по вертикали дифрагированные волны, которые были проинтерпретированы авторами как отражения от кровли и дна канала. Очевидно, что снег, заполняющий русло в теле ледяной плотины, крайне быстро претерпевает

метаморфизацию. Причину и стадийность этого процесса предстоит уточнить в ходе последующих исследований.

4.4. Промежуточные выводы

Большая часть главы посвящена изучению того, как в данных георадиолокации отражаются следы прорывов озёр антарктических оазисов. В ней описаны два сценария, встречающиеся наиболее часто, – прорыв через снежно-ледовую перемычку и прорыв путём перелива через борт ледяной плотины. Наиболее важные итоги главы сформулированы во втором защищаемом положении:

Положение каналов прорыва озёр через снежно-ледовые перемычки не меняется год от года и диктуется внутренним строением перемычек. В данных георадиолокации наличие канала отвечает трогообразная структура со следующими характеристиками: (1) стенки вертикальные или крутые наклонные; (2) в рельефе скального основания выражен прогиб; (3) в рельефе кровли льда выражен прогиб, отвечающий понижению в рельефе скального основания, или толща льда выклинивается; (3) если прорывы водоёма происходят часто, прогиб полностью заполнен снегом, в случае редких паводков нижняя часть толщи снега может быть метаморфизована до фирна.

Узкие каналы, образующиеся при переливе озера через борт ледяной дамбы, не выражены на георадарных разрезах в виде чётко оформленных структур. В случае, если такой канал был достаточно глубоким, его положение может маркироваться (1) наличием дифрагированных волн от стенок, неровностей стенок или кровли канала; (2) наличием прогиба в кровле ледяной толщи; (3) зоной несогласия во внутренней слоистости льда.

Другим важным результатом проведённых исследований является установление цикличности в прорывах озёр, подпруженных снежно-ледовыми перемычками:

I. В строении перемычки участвует естественный прогиб в кровле скального основания, которому отвечает прогиб в толще льда, заполненный более проницаемой средой – снегом или фирном.

II. При подъёме уровня воды до нижней границы проницаемой толщи начинается активная инфильтрация воды в тело перемычки.

III. При прорыве в пределах проницаемой толщи формируется канал, по которому происходит разгрузка озёрных вод.

IV. В зимний период открытый канал засыпается снегом, таким образом, в разрезе вновь формируется естественная проницаемая толща, что возвращает нас к п. I.

Признаки, указывающие на наличие в пределах участка следов прорывных паводков, применимы с практической точки зрения. Предположим, что перед исследователем поставлена задача по проектированию трассы, проходящей по крупному снежнику вблизи озера,

гидрологический режим которого не изучался. В этом случае использование метода георадиолокации позволит на базовом уровне оценить степень прорывоопасности водоёма и, если угроза паводка существует, определить, как проходит путь разгрузки водных масс и подвержена ли планируемая трасса воздействию прорыва. Работы методом георадиолокации в общем случае позволят получить один из двух возможных результатов:

1. Структуры, свидетельствующие о воздействии прорывных паводков, в пределах участка не выявлены;

2. Выявлены признаки, свидетельствующие о возможном воздействии прорывных паводков: линейное понижение в кровле скального основания и ледяной толщи, трогообразные структуры, заполненные снегом большой мощности.

Во втором случае необходима детальная съёмка по частой сети профилей, которая позволит нанести на карту положение старого прорывного канала, а также построить схему внутреннего строения перемычки. На основании этих данных можно оценить, как соотносятся в пространстве путь перетока воды при прорыве и проектируемая трасса.

Нередки ситуации, когда избежать пересечения трассы с положением прорывного канала невозможно. В этом случае становится актуальной задача мониторинга состояния перемычки по мере наполнения водоёма. Методике геофизических наблюдений, направленных на решение этой задачи, посвящена следующая глава.

Глава 5. Геофизический мониторинг состояния снежно-ледовых перемычек прорывоопасных озёр: пример озера Прогресс

Методика, показанная в главе 4, позволяет выявлять в строении снежно-ледовых озёрных плотин структуры, свидетельствующие о том, что участок подвержен воздействию прорывных паводков, и картировать положение старых прорывных каналов. Однако возможность полностью исключить работы на таких объектах есть не всегда. Наиболее показательным в этом отношении является пример озера Прогресс, по перемычке которого проходит единственная доступная в летнее время трасса движения тяжёлой техники – и это притом, что паводки озера Прогресс и разрушения, сопровождающие их, хорошо известны и наблюдаются достаточно часто. Причина этого – пересечённый рельеф местности, не позволяющий организовать обходной маршрут. Следовательно, для обеспечения безопасности транспортных операций в этом случае важно уметь осуществлять мониторинг состояния перемычки в летнее время, своевременно выявлять опасную фазу разрушения плотины и приостанавливать транспортные операции на короткий период активной стадии паводка. Состав мониторинговых мероприятий в этом случае должен включать как наблюдения на самом прорывоопасном водоёме – в первую очередь, измерения уровня воды, так и оценку изменений в теле перемычки, происходящих по мере зарождения паводка. Решению последней задачи и посвящена настоящая глава.

Экспериментальные наблюдения, направленные на разработку методики геофизического мониторинга состояния перемычек прорывоопасных озёр, были выполнены в сезон 67-й РАЭ (2021/2022 г.). В качестве объекта исследования было выбрано озеро Прогресс. Основными задачами работ являлись следующие:

- установление длительности процесса разрушения перемычки (происходит ли оно стремительно, как при прорывах озёр, подпруженных ледяными плотинами, или постепенно);
- в случае, если прорыву предшествует период постепенного размыва плотины, – разработка методики геофизического мониторинга этого процесса.

5.1. Методика работ

При проектировании комплекса геофизических работ автор руководствовался следующей гипотезой: более вероятно, что прорыв озера через снежно-ледовую перемычку предваряется периодом фильтрации озёрных вод без её разрушения. Основным методом работ являлась георадиолокация. С её помощью планировалось, во-первых, отследить продвижение уреза воды в направлении перемычки, а во-вторых – оценить изменение обводнённости плотины в течение летнего периода и её связь с фильтрацией озёрных вод.

В дополнение к георадарным работам выполнялся мониторинг при помощи метода естественного электрического поля (ЕП). Целью работ являлась общая оценка его применимости

при изучении прорывов озёр через снежно-ледовые дамбы, выявление основных закономерностей, наблюдаемых в поле потенциала, и сопоставление их с результатами, получаемыми при помощи метода георадиолокации.

Мониторинговые работы были начаты 07.11.2021. В этот период среднесуточная температура воздуха была стабильно отрицательная, таяние снежного покрова не наблюдалось, озеро Прогресс было полностью покрыто льдом. Далее выполнение съёмок было по возможности приурочено к повышению уровня водной поверхности озера Прогресс на каждые 10-15 см. Всего мониторинговые геофизические наблюдения на перемычке были выполнены шесть раз:

-07.11.2021: площадная съёмка методом ЕП (2 на Рис. 40); георадарная съёмка по контрольному профилю №1 (3 на Рис. 40);

-13.12.2021: площадная съёмка методом ЕП, георадарная съёмка по контрольному профилю №1;

-25.12.2021, 06.01.2022, 13.02.2022: георадарная съёмка по контрольным профилям 1 и 2, площадная съёмка методом ЕП;

-23.01.2022: площадная съёмка методом ЕП (георадарные работы отменены из-за резко ухудшившихся метеоусловий).

В южной части полигона находился контрольный снежный шурф (4 на Рис. 40). В нём в период с 09.11.2021 по 21.12.2021 выполнялись измерения плотности и температуры снежного покрова. Наблюдения в шурфе были прекращены, когда мощность снега в нём уменьшилась до 43 см.

Съёмка методом георадиолокации проводилась по двум контрольным профилям: профиль №1 пересекал традиционный канал прорыва озера Прогресс в центральной части, а вдоль профиля №2 отслеживалось продвижение уреза воды в южном направлении.

Полевые работы велись с георадаром Zond12e с антенным блоком 500 МГц и датчиком перемещения, привязка сети наблюдений осуществлялась при помощи DGPS комплекса EFT. Граф обработки данных георадиолокации включал первичную оценку качества материалов,

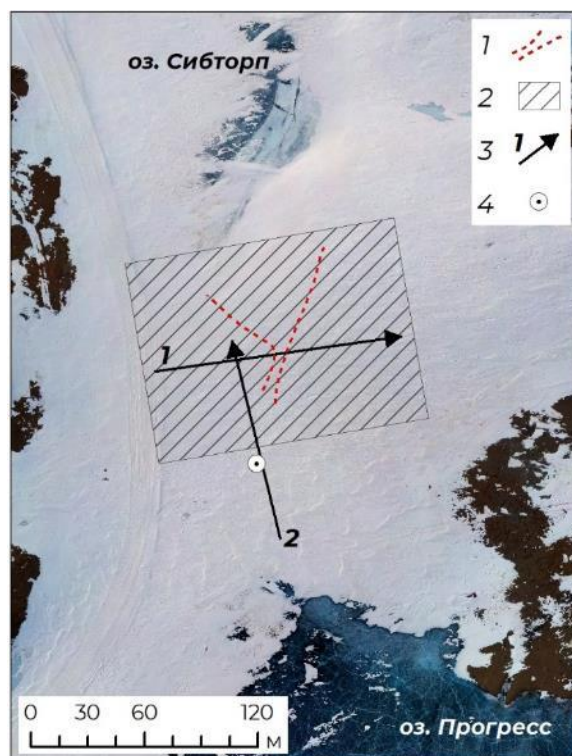


Рис. 40. Схема мониторинговых геофизических работ на перемычке озера Прогресс

Условные обозначения: 1 – положение старого канала; 2 – участок работ методом ЕП; 3 – контрольные георадарные профили и их номера; 4 – контрольный снежный шурф

удаление звона, частотную фильтрацию, при необходимости – пересчёт временных разрезов в глубинные. Относительная диэлектрическая проницаемость снега определялась в ноябре и декабре 2021 г. на основании значений плотности, измеренных в контрольном снежном шурфе, и составила 1,55 ед. на 07.11.2021 (средняя плотность 0,29 г/см³, измерение от 09.11.2021), 1,84 ед. на 13.12.2021 (средняя плотность 0,42 г/см³, измерение от 11.12.2021), 1,96 ед. на 25.12.2021 (средняя плотность 0,48 г/см³, измерение от 21.12.2021). В январе 2022 г., когда измерения в снежном шурфе не проводились, плотность снега на основании предыдущего опыта автора была принята равной 0,5 г/см³. Соответствующее значение относительной диэлектрической проницаемости составило 2,02 ед. Величина ϵ , отвечающая ледяной пачке, была приравнена к таковой, измеренной на участке в сезон 65-й РАЭ, и составила 3,05 ед.

Полевые работы методом естественного электрического поля выполнялись по фиксированной сети профилей, ортогональных традиционному направлению перетока озёрных вод при прорыве. Расстояние между профилями составляло 20 м, шаг по профилю выбирался равным 10 м, а при значительных перепадах значения потенциала на соседних пикетах сокращался до 5 и менее метров.

Комплект оборудования для полевых работ включал неполяризующиеся Pb/Pb-Cl₂ электроды, мультиметр APPA 103N (заводская погрешность при измерении постоянного тока составляет $\pm (0,25\% + 2 \text{ ед. сч.})$, максимальное разрешение 0,1 мВ), геофизическую катушку с семижильным сталемедным кабелем. Плано-высотные координаты пикетов съёмки определялись при помощи DGPS комплекса EFT перед заземлением электрода. Благодаря этому попутно получались точные данные о высотах дневной поверхности.

Контрольные измерения выполнялись в объёме 10% от общего количества точек. Абсолютная погрешность Δ каждой съёмки оценивалась по формуле (21):

$$\Delta = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_1^i - x_2^i)^2}{n}}, \quad (21)$$

где x_1 , x_2 – результаты измерений на одном и том же пикете, n – общее количество контрольных измерений. Максимальная погрешность, вычисленная для съёмки от 23 января 2022 г., составила 2,41 мВ.

Обработка данных метода ЕП включала составление табличной базы данных съёмки, оценку погрешности, приведение съёмки к уровню нормального поля, актуального на дату полевых работ, построение предварительных графиков и схем распределения потенциала, выбраковку некорректных измерений, построение финальных схем и графиков наблюдаемых значений потенциала.

Учитывая опыт предшественников (Thompson et al., 2016), логичным дополнением к мониторинговым геофизическим работам мог стать учёт количества влаги, фильтрующейся

через снег. К сожалению, такие работы выполнены не были в силу отсутствия соответствующей аппаратуры.

5.2. Результаты работ

5.2.1. Метод георадиолокации

Интерпретация мониторинговых данных георадиолокации осуществлялась с учётом следующего:

-признаками, свидетельствующими о повышении влажности снежной толщи, являются увеличение амплитуды отражённой электромагнитной волны и понижение частоты сигнала;

-положение уреза воды в каждый момент времени будет устанавливаться по методике, описанной в главе 3;

-корректно сравнивать изменения, происходящие в теле перемычки, при сопоставлении разрезов, полученных при помощи одного и того же комплекса аппаратуры вдоль одного и того же профиля и прошедших одинаковую процедуру обработки;

-незначительные различия в геометрии толщ, наблюдаемые за счёт небольшого смещения реального профиля в разные даты съёмки от его проектного положения, не влияют на результаты интерпретации.

Рассмотрим изменения, наблюдаемые на участке в течение периода наблюдений, анализируя данные по контрольному профилю №1 (Рис. 41). На момент начала работ, 07.11.2021, признаков повышенной влажности в пределах исследуемых толщ не отмечается (Рис. 41а). Как верхний снежный слой, так и границы снега и льда (1), льда и скального основания (2) характеризуются сравнительно слабой контрастностью. Действительно, наблюдения в снежном шурфе, выполненные 09.11.2021, показали, что снег в это время являлся сухим.

Волновая картина меняется к 13.12.2021 (Рис. 41б). В толще снега появляются высокоамплитудные отражения, более яркой становится граница снега и льда, однако в пределах старого канала прорыва озера Прогресс значительных изменений не происходит. Можно сделать вывод, что эта дата отвечает начальному периоду увлажнения приповерхностного снежного слоя. В верхней части разреза снежного шурфа в этот день измерена положительная температура снега.

Максимальная влажность толщи снега наблюдается 25.12.2021 (Рис. 41в). В этот же день впервые отмечается обводнённость в границах старого прорывного канала. Температура снега, измеренная в шурфе 21.12.2021, лежит выше нуля по всей глубине.

К 06.01.2022 (Рис. 41г) интенсивность отражений в пределах слоя снега падает. Можно предположить, что в эту дату произошло непродолжительное промерзание снежной толщи – этот день, в отличие от остальных, был пасмурным и ветреным, а температура воздуха колебалась в районе -1°C . Однако по-прежнему яркой остаётся граница снега и льда, значительно более высокоамплитудными становятся отражения, наблюдаемые в пределах канала.

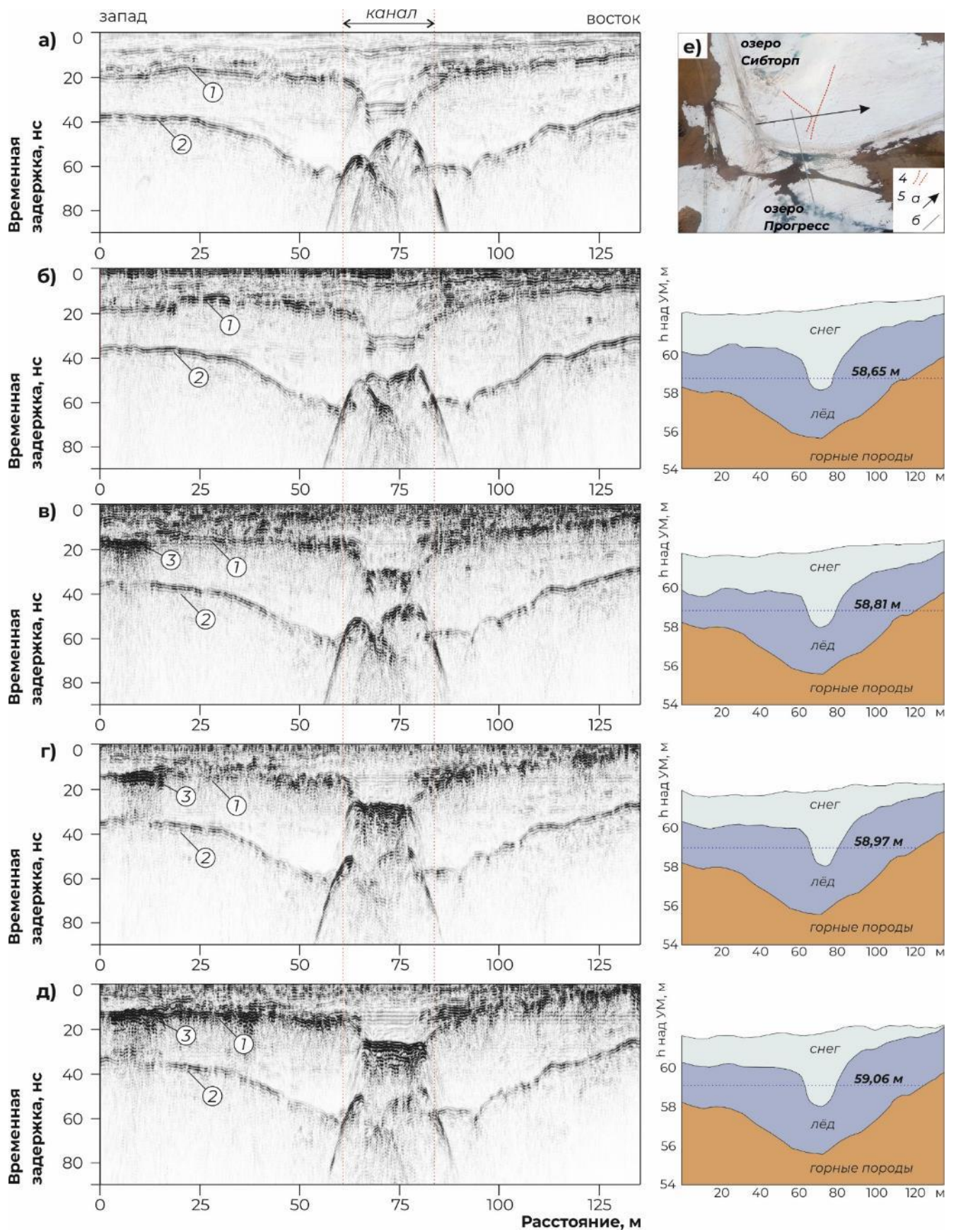


Рис. 41. Георадарные разрезы перемычки озера Прогресс по контрольному профилю №1

а – 07.11.2021; б – 13.12.2021; в – 25.12.2021; г – 06.01.2021; д – 13.01.2021;

е – схема расположения

Разрезам, показанных на секциях *б – д*, справа соответствуют результаты интерпретации с учётом послойно заданных скоростей толщ и рельефа

Условные обозначения на секциях а – д: 1 – граница снега и льда; 2 – граница льда и скального основания; на секциях в – д: 3 – снежное болото; на секции е: 4 – положение старого канала прорыва; 5 – георадарные профили (а – контрольный профиль №1, б – контрольный профиль №2)

На момент окончания наблюдений, 13.01.2022 (Рис. 41д), снежный слой вновь характеризуется появлением ярких внутренних границ. Контакт снега и льда, а также дно канала прорыва озера Прогресс обводнены наиболее сильно за всё время мониторинговых работ.

По результатам анализа данных, полученных по контрольному профилю №1, отметим два факта. Во-первых, на протяжении периода наблюдений отчётливые вариации влажности фиксируются только в верхней части разреза – в пределах снежной толщи и её контакта со льдом. В пределах пачки льда значительных изменений не происходит, за исключением зоны, расположенной ниже снежного болота (3 на Рис. 41в-д). Контакт льда и скального основания также не обводнён вплоть до последнего дня мониторинга. Таким образом, активные процессы фильтрации и деградации перемычки происходят преимущественно в пределах толщи снега и на её контакте со льдом.

Кроме того, интересно сопоставить изменения в теле перемычки с ростом уровня водной поверхности озера Прогресс – для каждой даты съёмки абсолютная отметка водной поверхности показана синим пунктиром на соответствующей схеме интерпретации. Видно, что с момента начала уровенных наблюдений вода стоит выше скального и ледяного порогов. Уже 13.12.2021, когда были начаты измерения уровней, высота водной поверхности превышает высоту контакта снега и льда, однако повышение влажности в теле перемычки в этот день не устанавливается. Следовательно, судить о стадии развития прорывного паводка на основании одних лишь данных об уровне воды некорректно.

Для того, чтобы оценить вклад фильтрации озёрных вод в изменения влажности толщ, слагающих перемычку, рассмотрим серию разрезов по контрольному профилю №2 (Рис. 42). К сожалению, наблюдения на нём были начаты только 25.12.2021.

В северной части профиля волновая картина отвечает наблюденному ранее строению перемычки: толща снега подстилается льдом (1), ниже лёд граничит со скальным основанием (2). В южной части профиль проходит по краевой части озера Прогресс, покрытой льдом. Положение уреза воды (отмечено на разрезах синей пунктирной линией) устанавливается преимущественно благодаря яркой шероховатой границе льда и воды (3) и значительно меняется со временем: так, 25.12.2021 (Рис. 42а) граница озера пересекалась на 30-м метре контрольного профиля, а 06.01.2022 (Рис. 42б) и 13.01.2022 (Рис. 42в) – в районе 75-го метра. Отметим, что при получении

разреза, показанного на Рис. 42в, оператор был вынужден отклониться от проектной линии профиля, что объясняет небольшое расхождение геометрии толщ в сравнении с разрезами на Рис. 42а, б.

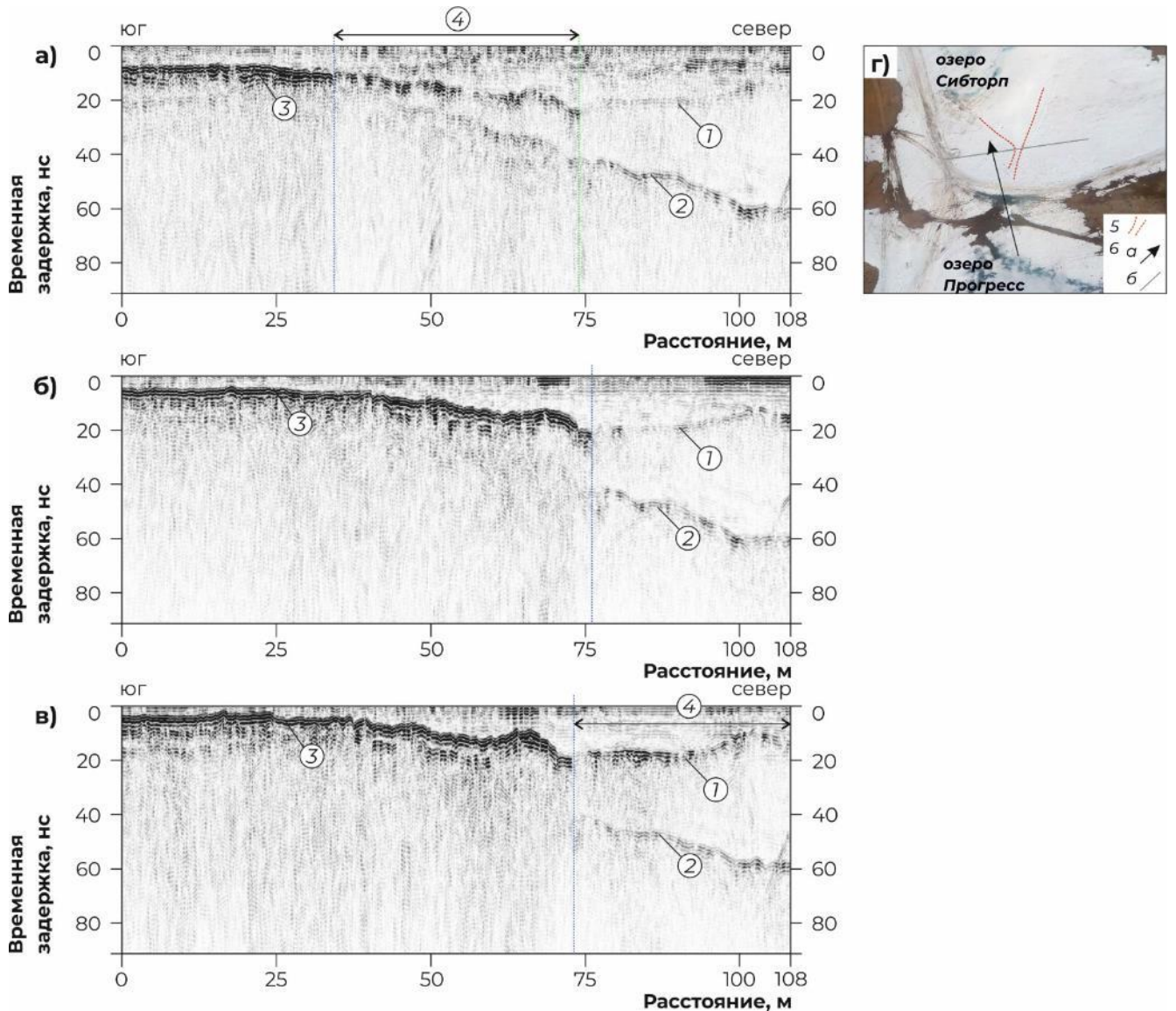


Рис. 42. Георадарные разрезы перемычки озера Прогресс по контрольному профилю №2

а – 25.12.2021; б – 06.01.2021; в – 13.01.2021; г – схема расположения

Условные обозначения на сечениях а – в: 1 – граница снега и льда; 2 – граница льда и скального основания; 3 – контакт озёрного льда и воды; 4 – зона фильтрации озёрных вод; на сечении б: 5 – положение старого канала прорыва; б – георадарные профили (а – контрольный профиль №2, б – контрольный профиль №1)

На Рис. 42а на к северу от береговой линии озера развита зона, в пределах которой граница льда и снега характеризуется повышенной амплитудой отражённой электромагнитной волны. Будем трактовать её как зону фильтрации озёрных вод (4). Северной границе зоны фильтрации, наблюдаемой 25.12.2021, отвечает положение уреза воды озера, находящееся в одной и той же точке 06.01.2022 и 13.01.2022. По состоянию на 06.01.2022 фильтрация озёрных вод на север от

уреза воды не происходит, однако 13.01.2022 она вновь наблюдается и охватывает границу снега и льда до конца профиля.

Рассмотрим соотношение уреза воды, фронта фильтрационного потока и строения участка работ в плане (Рис. 43). На 25.12.2021 (Рис. 43а) северная граница зоны фильтрации озёрных вод расположена вплотную к началу старого канала. На контрольном профиле №1 в этот день впервые отмечается повышение влажности в границах канала (Рис. 41в).

Границе зоны фильтрации озёрных вод по состоянию на 25.12.2021 соответствует положение уреза воды 06.01.2022 (Рис. 43б) и 13.01.2022 (Рис. 43в). Вернувшись к данным, полученным на контрольном профиле №1 (Рис. 41г), отметим, что именно 06.01.2022 в пределах канала резко возрастает влажность. Вероятнее всего, интенсивное обводнение дна канала связано именно с тем, что урез воды достигает его границы.

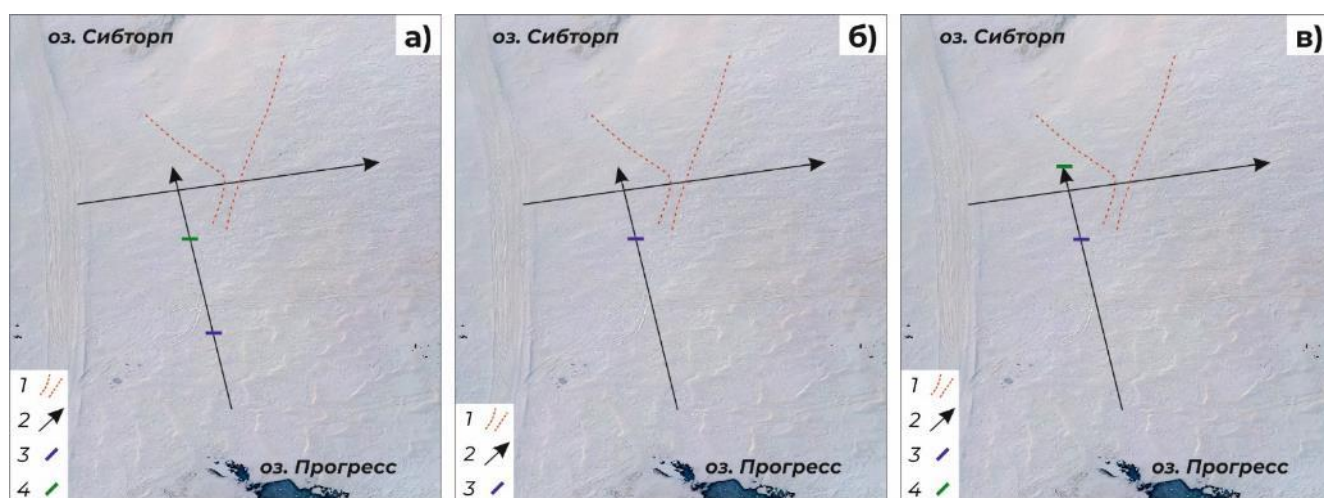


Рис. 43. Изменение положения уреза воды озера Прогресс и фильтрация озёрных вод
а – 25.12.2021; б – 06.01.2022; в – 13.01.2022

Условные обозначения: 1 – положение старого канала прорыва; 2 – контрольные георадарные профили; 3 – урез воды на профиле; 4 – граница зоны фильтрации на профиле

Итак, по данным георадиолокации в состоянии перемычки озера Прогресс в сезон 67-й РАЭ устанавливаются следующие принципиальные этапы:

- 07.11.2021: гидрологические процессы не проявлены;
- 13.12.2021: повышается влажность в толще снега;
- 25.12.2021: наблюдается фильтрация озёрных вод в северном направлении, граница зоны фильтрации достигает начала старого канала прорыва. Впервые повышается влажность на нижней границе старого канала;
- 06.01.2021: урез воды озера достигает начала старого канала. Дно канала интенсивно обводнено, но влажность в толще снега снижается;
- 13.01.2021: на север от уреза воды развивается зона фильтрации, вновь отмечается высокая влажность снега, интенсивно обводнены граница снега и льда и дно старого канала.

Прорыв озера Прогресс в сезон 67-й РАЭ, когда выполнялись мониторинговые наблюдения, не произошёл. Тем не менее, результаты работ методом георадиолокации позволяют сделать два важных вывода:

-разрушение снежно-ледовой перемычки действительно происходит не катастрофически, а предваряется продолжительным периодом её обводнения под действием талых и фильтрующихся озёрных вод;

-фильтрационные процессы, разрушающие перемычку, развиты в толще снега и наиболее активно – на границе снега и льда.

5.2.2. Метод естественного электрического поля

Изменения, происходящие на участке в течение периода наблюдений, отчётливо отражаются на схемах, построенных по результатам площадных съёмок методом ЕП (Рис. 44). Так, 7 ноября 2021 г. (Рис. 44а) поле потенциала является абсолютно однородным, перепад измеренных значений составляет 2,2 мВ. Однако уже с 13 декабря 2021 г. оно заметно дифференцируется – в структуре поля появляются знакопеременные аномалии, пространственное положение которых коррелирует с рельефом кровли льда (2 на Рис. 44 по данным 68-й РАЭ). Рассмотрим эти процессы подробно по дням:

-13.12.2021 (Рис. 44б): в южной части полигона появляется область отрицательных значений (до -82 мВ), в северной отмечается обширная положительная (до +63,7 мВ) аномалия. Границы аномалии и наиболее градиентные её зоны приурочены к участкам с наиболее крутым рельефом кровли льда;

-25.12.2021 (Рис. 44в): дифференциация выражена менее заметно. Отрицательные значения потенциала сохраняются в восточной и юго-западной частях полигона, в центре сохраняется обширная положительная аномалия. В южной части она протягивается в сторону озера Прогресс вдоль понижения в кровле толщи льда. Значения потенциала меняются от -52 до +62,1 мВ;

-06.01.2022 (Рис. 44г): зона положительных значений потенциала сохраняется в центральной области участка, в пределах понижения в рельефе ледяной пачки. Минимальное значение потенциала составляет -68,2 мВ, максимальное – +56,7 мВ;

-13.01.2022 (Рис. 44д): структура поля схожа с наблюденной 25.12.2021. В центре участка работ проявлена область положительных значений потенциала, пониженные значения наблюдаются в восточной и юго-западных частях площади работ. Отчётливо выражено то, как в восточной части граница положительной аномалии совпадает с положением крутой ледяной стенки. Измеренные значения варьируют от -52,7 до +66,8 мВ;

-23.01.2022 (Рис. 44е): зоны отрицательных значений в краевых частях полигона становятся более структурированными. В центре сохраняется обширная площадь, где значения

потенциала колеблется в интервале от -10 до 0 мВ, и отчётливая положительная аномалия, в пределах которой значение потенциала достигает +74 мВ.

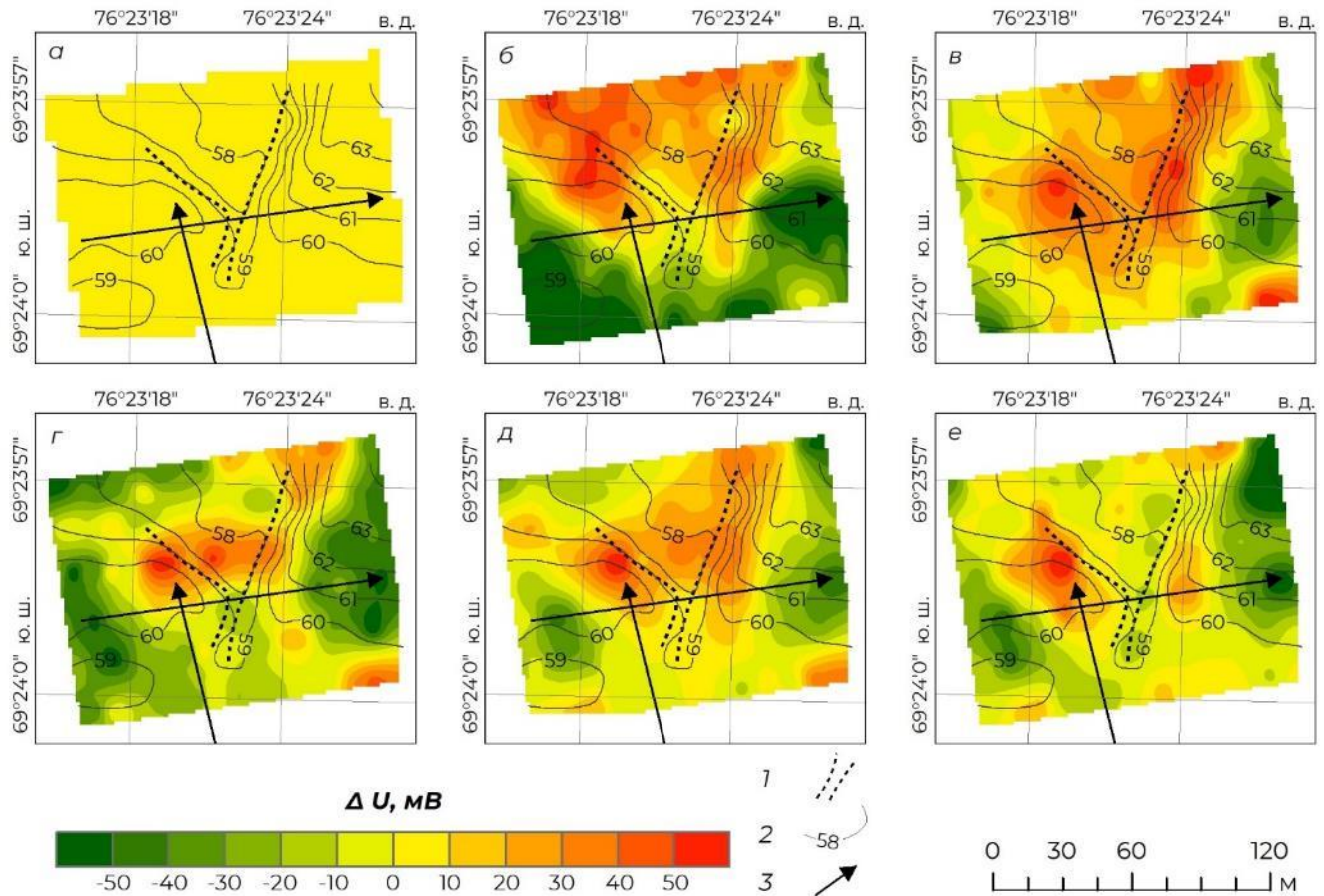


Рис. 44. Изменение распределения потенциала ЕП в пределах перемычки озера Прогресс
а – 07.11.2021; б – 13.12.2021; в – 25.12.2021; г – 06.01.2022; д – 13.01.2022; е – 23.01.2022

Условные обозначения: 1 – положение старого канала прорыва; 2 – изолинии высоты поверхности льда над УМ, м; 3 – контрольные георадарные профили

Общей чертой, наблюдаемой во все дни мониторинговых работ, является наличие положительных аномалий потенциала, локализованных в центральной части полигона – там, где расположен старый канал прорыва озера Прогресс и где рельеф кровли льда характеризуется наиболее крутыми уклонами. Примем, что эти аномалии маркируют зоны активной фильтрации воды.

Как было показано по данным георадиолокации, процессы таяния и фильтрации развиты в пределах перемычки исключительно в толще снега и на границе снега и льда. Следовательно, старый канал выполняет в строении участка роль дренажной структуры – естественного понижения в рельефе условно непроницаемой толщи (лёд), к которому поступают водные массы. Сопоставим изменения, наблюдаемые в структуре поля потенциала естественного электрического поля, с данными георадиолокации и наблюдениями за состоянием снежного покрова (Таблица 8).

Таблица 8. Результаты геофизических работ и наблюдений за состоянием снежного покрова на перемычке озера Прогресс в сезон 67-й РАЭ

<i>Дата</i>	<i>Метод георадиолокации</i>	<i>Метод ЕП</i>	<i>Наблюдения за снежным покровом</i>
<i>07.11.2021</i>	Зоны повышенной влажности отсутствуют	Вариации потенциала отсутствуют	Процессы таяния не проявлены, температура снега отрицательная по всей глубине контрольного шурфа
<i>13.12.2021</i>	Повышение влажности в слое снега	Положительная аномалия в северной части участка	Температура снега в пределах верхних 20 см шурфа лежит выше 0°C. Начинается таяние
<i>25.12.2021</i>	Максимальная влажность снега. Обводнена граница снега и льда, в том числе, в границах старого канала. На север от уреза воды оз. Прогресс развита зона фильтрации озёрных вод, граница зоны фильтрации достигает устья старого канала	Положительная аномалия протягивается в сторону озера Прогресс и достигает устья старого канала	Мощность снега в шурфе сократилась до 43 см. Температура снега по всей глубине положительная и варьирует от 0,5 до 0,9°C
<i>06.01.2022</i>	Временное промерзание толщи снега. Возрастает влажность в границах старого канала. Урез воды достигает устья канала, фильтрация озёрных вод на север не отмечается	Интенсивная положительная аномалия локализована на удалении от устья канала	Наблюдения в шурфе прекращены; полевые наблюдения: в приповерхностной части снег сухой, местами образовался наст
<i>13.01.2022</i>	Вновь повышается влажность в снежной пачке, интенсивно обводнён контакт снега и льда. На север от уреза воды возобновилась фильтрация озёрных вод	Положительная аномалия, в области минимальных значений примыкающая к устью старого канала	Наблюдения за снежным покровом не выполнялись

Итак, дифференциация поля потенциала ЕП начинается 13.12.2021 – в эту дату отмечаются первые положительные температуры снежного покрова и устанавливается повышение влажности в толще снега по данным георадиолокации. Вероятно, в это время развивается и фильтрация талых вод, преимущественное направление которой приурочено к градиентным зонам в кровле толщи льда.

Фильтрация озёрных вод озера Прогресс наблюдается в данных георадиолокации 25.12.2021. Тогда же положительная аномалия ЕП, развитая в центре участка, достигает в южной части устья старого канала. Следовательно, поступление озёрных вод также маркируется в поле потенциала, однако соответствующая аномалия характеризуется сравнительно небольшой амплитудой – до +15 мВ, тогда как на границе старого канала значение потенциала достигает +62,1 мВ. Это объясняется различиями в рельефе ледяной толщи: перепад высот на восточной стенке канала достигает 4 м, тогда как в устье канала абсолютная отметка кровли льда меняется в пределах 30 см.

При кратковременном промерзании толщи снега 06.01.2022 фильтрационные процессы временно угасают и сохраняют свою интенсивность в пределах небольшой зоны, локализованной, опять же, в пределах старого канала. Скорее всего, положительная аномалия в этот день создаётся за счёт фильтрации воды в нижней части снежного слоя и на контакте снега и льда. По состоянию на 23.01.2022 в поле ЕП вновь наблюдается обширная положительная область, форма и положение которой отвечают понижению в кровле толщи льда. Её малоамплитудный выступ в южном направлении свидетельствует о том, что фильтрация со стороны озера продолжается, что подтверждается и по данным георадиолокации, однако наибольшие значения потенциала опять приурочены к стенкам старого канала.

Обсуждая и интерпретируя изменения в поле потенциала ЕП, необходимо оценить, коррелируют ли они с изменением рельефа снежной поверхности в период наблюдений. Для этого обратимся к схемам высот (Рис. 45), построенным для каждого дня съёмки.

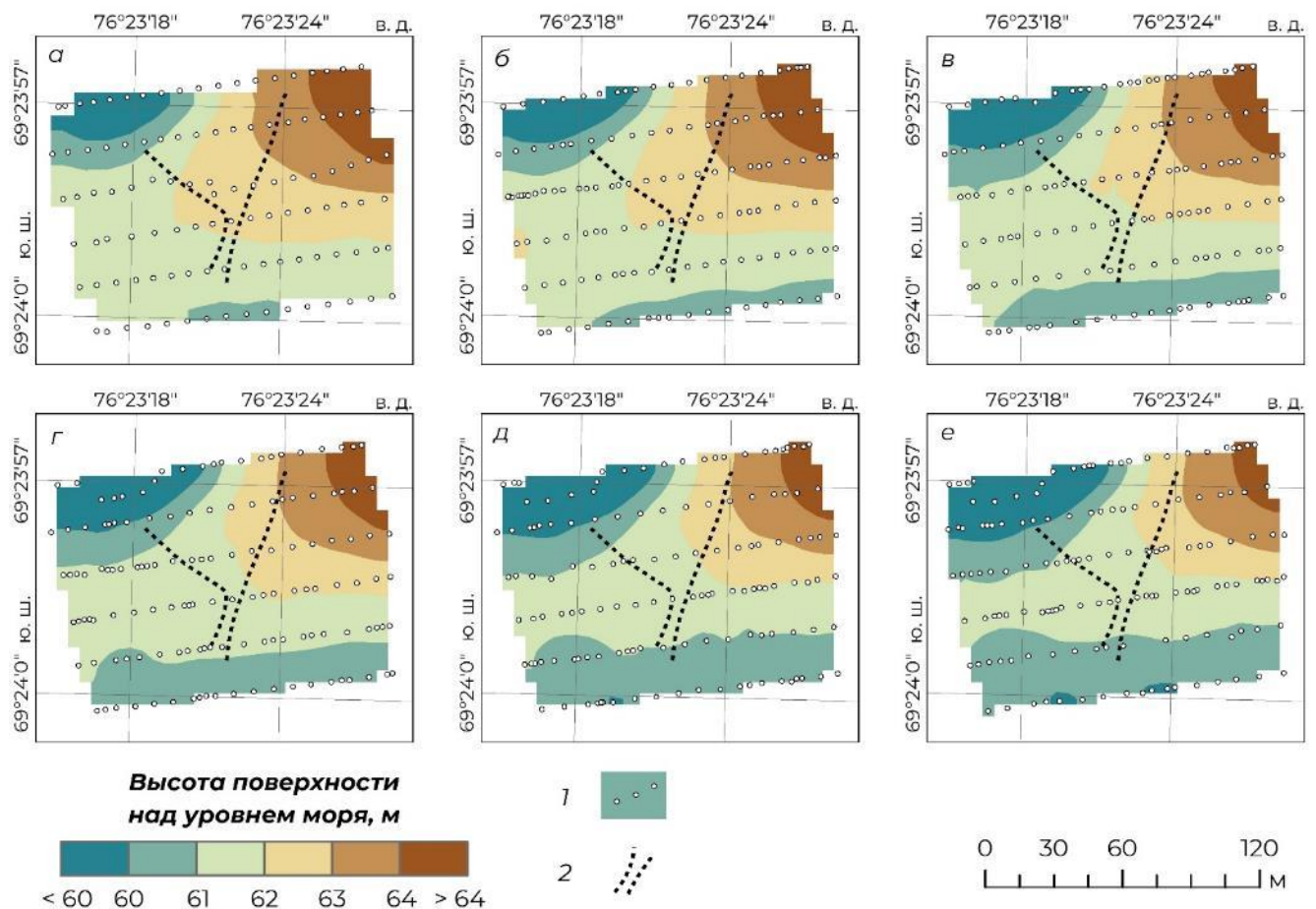


Рис. 45. Изменение высоты снежной поверхности в пределах перемычки озера Прогресс
а – 07.11.2021; б – 13.12.2021; в – 25.12.2021; г – 06.01.2022; д – 13.01.2022; е – 23.01.2022

Условные обозначения: 1 – пикеты съёмки; 2 – положение старого канала прорыва

Видно, что характер рельефа снежной поверхности не претерпевает значительных изменений. Абсолютные высотные отметки уменьшаются по всей площади достаточно равномерно, а направление деградации снежного покрова локализовано иначе, чем аномалии ЕП.

Сравним графики потенциала естественного электрического поля с данными георадиолокации, полученными вдоль контрольного профиля №1. В начале мониторинговых работ на георадарном разрезе отсутствуют участки с повышенной влажностью. Соответственно ровным, безаномальным является график потенциала (Рис. 46а). Общей чертой графиков, построенных по результатам последующих этапов мониторинга (Рис. 46б-д) является наличие локальных максимумов, проявленных примерно над стенками старого канала. Значения потенциала в этих точках достигают 30-40 мВ. Над самим каналом отмечаются локальные минимумы; наиболее низкие значения наблюдаются в краевых частях профиля.

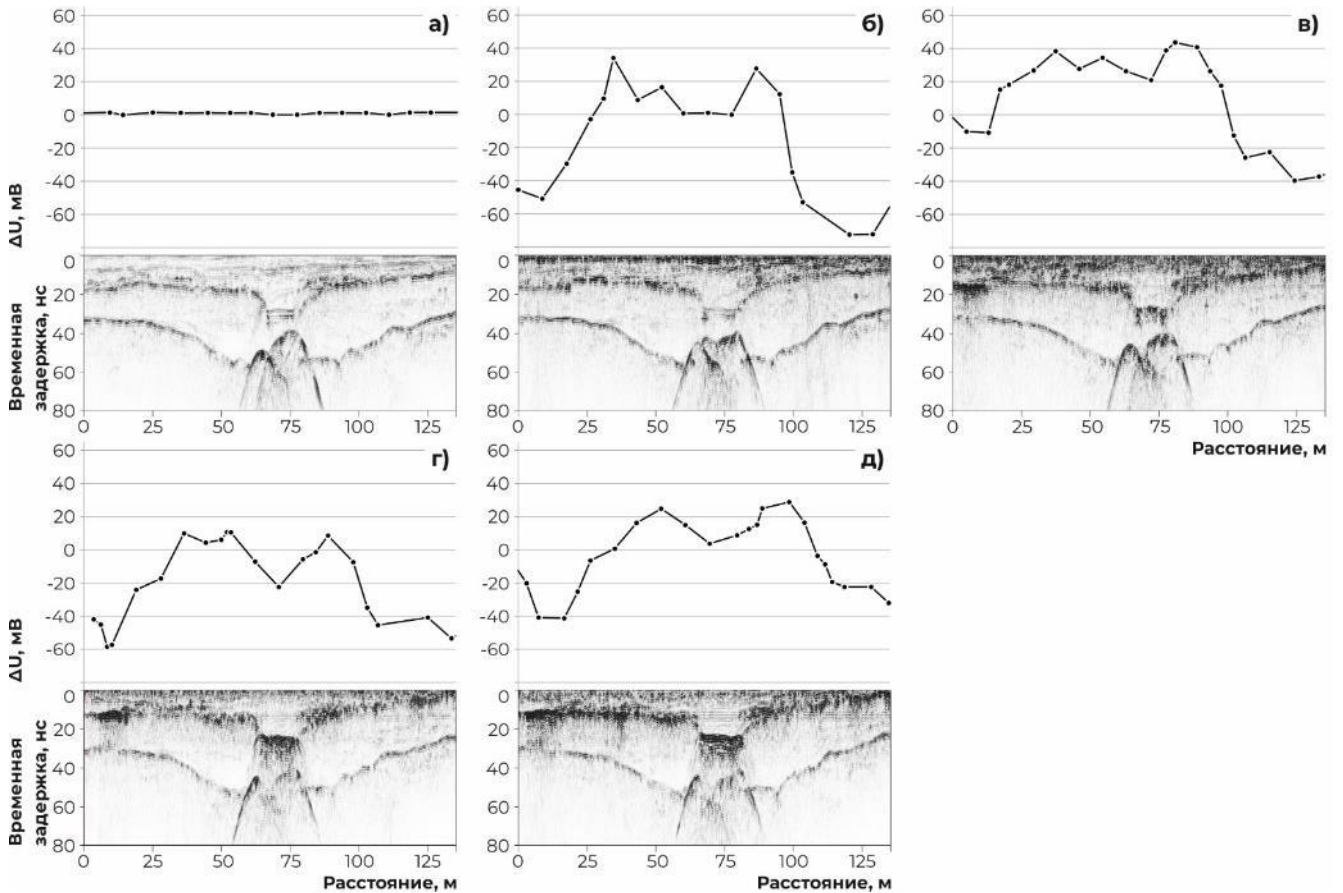


Рис. 46. Графики потенциала ЕП и данные георадиолокации по контрольному профилю №1
а – 07.11.2021; б – 13.12.2021; в – 25.12.2021; г – 06.01.2022; д – 13.01.2022

Экспериментальные работы методом ЕП в 2021/2022 г. были направлены на общую оценку того, как в поле потенциала проявлено наличие старого канала прорыва озера через снежно-ледовую перемычку. Первые результаты позволяют судить о том, что:

1. В течение летнего периода в пределах перемычки существует два генетических типа источников фильтрации: вода, образующаяся при таянии снежного слоя, и озёрная вода.
2. Преимущественное направление фильтрации обусловлено рельефом кровли льда и приурочено к участкам с наиболее крутыми её склонами.
3. Фильтрационные потоки в теле перемычки маркируются положительными аномалиями ЕП, интенсивность которых определяется перепадом высот кровли льда. Аномалии, отвечающие

фильтрации талой воды из западной и восточной частей полигона к дну старого канала, характеризуются большей амплитудой, чем аномалия, отвечающая потоку фильтрации озёрных вод.

Таким образом, итоги первого этапа мониторинговых работ методом ЕП на качественном уровне показали его применимость и общие тенденции при изучении снежно-ледовых перемычек прорывоопасных озёр. Выявленные закономерности не противоречат теории метода. Это означает, что обоснованы последующие исследования, которые должны включать выполнение формальных расчётов, математического и физического моделирования, полевых работ на других объектах. Данной тематике автор планирует посвятить свою дальнейшую научную деятельность.

5.3. Промежуточные выводы

Основные результаты мониторинговых геофизических работ, выполненных на перемычке озера Прогресс в сезон 2021/2022 г., изложены в третьем защищаемом положении:

Прорыву озера через снежно-ледовую перемычку предшествует период её разрушения за счёт таяния снежного слоя и фильтрации озёрных вод. Фильтрация развита в толще снега и на контакте снега и льда, а её направление определяется рельефом кровли льда. Обводнённые зоны в пределах перемычки отражаются в данных георадиолокации повышением амплитуды отражённой электромагнитной волны. Зоны активной фильтрации как талых, так и озёрных вод маркируются положительными аномалиями потенциала естественного электрического поля, при этом амплитуда потенциала определяется уклоном в рельефе кровли льда.

Прокомментируем практическую применимость полученных выводов. Метод естественного электрического поля позволяет установить наличие в пределах участка зон, характеризующихся линейными высокоградиентными положительными аномалиями потенциала. Зная, что такие аномалии могут быть вызваны потоком фильтрации, а для наличия активной фильтрации необходим перепад градиентов напоров, по данным метода ЕП можно предположить наличие в строении плотины естественного понижения, дренирующего снежную толщу. Роль таких понижений в снежно-ледовых перемычках, как правило, выполняют старые прорывные каналы.

Стенки канала обычно характеризуются более крутым уклоном, чем профиль кровли льда в устье канала. Это означает, что аномалии, вызванные фильтрацией озёрных вод, будут характеризоваться меньшей амплитудой, чем аномалии, соответствующие движению талых вод внутри снежной толщи. Тем не менее, начало поступления озёрных вод в тело перемычки маркируется проградацией зоны положительных значений потенциала в сторону озера-источника.

Метод георадиолокации позволяет оперативно оценивать изменения в строении перемычки: устанавливать появление обводнённых зон, оценивать критические изменения влажности в границах старого канала, продвижение уреза воды озера, наличие зоны фильтрации озёрных вод и её границы. Предположим, что, как в случае озера Прогресс, по поверхности плотины проходит трасса движения тяжёлой техники. Оценивая степень безопасности её эксплуатации, при помощи георадарных данных можно выделить следующие периоды:

-безопасный период: урез воды расположен на удалении от устья старого канала, фильтрация озёрных вод не развита, влажность в теле перемычки повышена за счёт таяния снежного слоя, участвующего в её строении;

-относительно безопасный период: проявлена фильтрация озёрных вод по направлению к устью старого канала. Необходим периодический мониторинг;

-относительно опасный период: урез воды достигает устья старого канала, по дну старого канала идёт активная фильтрация озёрных вод. Необходим частый мониторинг.

Корректность мониторингового подхода обусловлена именно длительным, не катастрофическим процессом деградации перемычки. Методика такого мониторинга показана в настоящей главе.

Заключение

В диссертации изложены результаты исследований, выполненных в период с 2017 г. по 2023 г. в оазисах Холмы Ларсеманн и Молодёжный. Наиболее важными итогами проделанной работы являются следующие:

1. Показаны критерии, позволяющие при помощи метода георадиолокации надёжно выявлять в разрезе водоёмы, скрытые мощным ледниковым льдом, а также картировать границы озёр, перекрытых многолетним ледяным покровом озёрного происхождения.

2. Сформулирован георадарный образ плотин, подверженных воздействию прорывных паводков, показана цикличность прорывов озёр через снежно-ледовые перемычки, обусловленная внутренним строением последних.

3. Установлено, что прорыв озера через снежно-ледовую перемычку предваряется продолжительным периодом её обводнения за счёт талых вод снежного слоя, а позже – также за счёт фильтрации озёрных вод.

4. На качественном уровне выполнена оценка того, как в поле потенциала ЕП отражается наличие старого канала в строении снежно-ледовой перемычки прорывоопасного озера.

Методики, предложенные в рамках диссертации, успешно опробованы в рамках исследований, выполненных коллегами автора в сезон 2021/2022 г. в оазисе Ширмахера. При помощи набора критериев, изложенных в главе 1, было закартировано положение озёр каскада Ледяное-Южное-Станционное, а наличие характерных трогообразных структур в строении перемычек этих водоёмов позволило выявить положение каналов и гротов, формирующихся при прорывах каскада (Кашкевич и др., 2023).

Кроме того, к итогам выполненных исследований можно отнести и результаты, не связанные напрямую с областью геофизики, но существенно расширяющие знания о гидрологических объектах оазиса Холмы Ларсеманн:

1. Выявлена обширная подледная часть крупного озера Прогресс, установлено его специфическое строение: в восточной части озеро частично или полностью вскрывается ото льда в течение летнего сезона, в западной покрыто ледниковым льдом большой мощности, а в северо-западной покрыто многолетним озёрным льдом.

2. В краевой части ледника, примыкающей к оазису Холмы Ларсеманн, обнаружено малое подледниковое озеро, получившее название озеро принца Евгения.

3. Нанесены на карту границы безымянного водоёма (рабочее название – озеро Антарес), фрагментарно заметного на аэрофотоснимках, показано наличие у него подледниковой части, расположенной под крутым ледяным гребнем ветрового генезиса.

Список литературы

1. Артамонова К.В., Духова Л.А., Лукьянова О.Н., Масленников В.В., Зозуля Н.М. Мониторинг гидрохимического режима озёр Восточной Антарктиды за последние 10 лет // Материалы II Всероссийской научно-практической конференции «Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России», 5–7 июня 2019 г. Иркутск. – 2019. – С. 97–106.
2. Боронина А.С., Попов С.В., Пряхина Г.В. Гидрологическая характеристика озёр восточной части полуострова Брокнес, холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида // Лёд и снег. – 2019. – Т. 59. – № 1. – С. 39-48.
3. Боронина А.С. Крупные прорывы озёр антарктических оазисов: обобщение современных знаний // Лёд и снег. – 2022. – Т. 62. – № 1. – С. 141-160.
4. Боронина А.С., Попов С.В., Кашкевич М.П., Пряхина Г.В. Представления об эволюции ледниковых озёр оазиса Ширмахера (Восточная Антарктида) по результатам полевых работ и математического моделирования // Природная среда Антарктики: междисциплинарные подходы к изучению: сб. материалов IV Международной научно-практической конференции, посвященной 15-летию Государственного учреждения «Республиканский центр полярных исследований», 21–23 сентября 2022 г. Домжерицы. – 2022. – С. 50–53.
5. Бричева С.С., Гонилов Т.В., Панин А.В., Деев Е.В., Матасов В.М., Дорошенко М.М., Энтин А.Л., Лобачева Д.М. О происхождении гляциального рельефа Курайской котловины (Юго-Восточный Алтай) в свете морфометрических и георадарных исследований // Геоморфология. – 2022. – Т. 53. – №4. – С. 25–41. <https://doi.org/10.31857/S0435428122040034>
6. Виноградов Ю.Б. Метод расчета гидрографа паводка при прорыве подпруженного ледником озера // Селевые потоки. – 1976. – №1. – С. 138–153.
7. Владов М.Л., Судакова М.С. Георадиолокация. От физических основ до перспективных направлений. Учебное пособие. М.: Изд-во «Хорошее», 2017. 240 с.
8. Глазовский А.В., Мачерет Ю.Я. Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных зондирований. М.: ГЕОС, 2014. 528 с.
9. Григорьева С.Д., Киньябаева Э.Р., Кузнецова М.Р., Попов С.В., Кашкевич М.П. Примеры использования георадара для оценки безопасности объектов инфраструктуры в районе российской антарктической станции Прогресс (Восточная Антарктида) // Материалы научно-практической конференции «Инженерная и рудная геофизика 2020», 12 – 16 мая 2020 г. Пермь. – 2020.
10. Григорьева С.Д., Киньябаева Э.Р., Кузнецова М.Р., Попов С.В., Кашкевич М.П. Строение снежно-ледовых перемычек прорывных озёр полуострова Брокнес (оазис Холмы

Ларсеманн, Восточная Антарктида) по данным георадиолокации // Лёд и снег. – 2021а. – Т. 61. – № 2. – С. 291-300.

11. Григорьева С.Д., Киньябаева Э.Р., Кузнецова М.Р., Кашкевич М.П. Геофизические методы в составе комплекса работ по обследованию прорывоопасных ледниковых водоёмов на примере озера Прогресс (оазис Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида) // Материалы научно-практической конференции «Инженерная и рудная геофизика 2021», 26 – 30 апреля 2021 г. Геленджик. – 2021б.

12. Григорьева С.Д., Киньябаева Э.Р., Кузнецова М.Р. Программа комплексного мониторинга опасных природных объектов района станции Прогресс: основные результаты работ 2017-2021 годов // Российские полярные исследования. – 2021в. – Т. 45. – №3. – С. 13–15.

13. Григорьева С.Д., Кузнецова М.Р., Шитов М.В., Пряхина Г.В., Кашкевич М.П. Аномальный рельеф дна малого озера в оазисе Ларсерманн (Восточная Антарктида) // Лёд и снег. – 2022. – Т. 62. – №3. – С. 377–386.

14. Григорьева С.Д., Кузнецова М.Р. Комплексные исследования озёр антарктических оазисов на примере озера ЛН-73 (оазис Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида) // Природная среда Антарктики: междисциплинарные подходы к изучению: сб. материалов IV Международной научно-практической конференции, посвященной 15-летию Государственного учреждения «Республиканский центр полярных исследований», 21–23 сентября 2022 г. Домжерицы. – 2022. – С. 92–100.

15. Кашкевич М.П. Геофизический образ графитизированных глубинных разломов: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 04.00.12 / Кашкевич Марина Петровна. – СПб, 2000, 18 с.

16. Кашкевич М.П., Боронина А.С., Романова Н.Е. Состояние каскада прорывных ледниковых озёр в районе станции Новолазаревская (оазис Ширмахера, Восточная Антарктида) по данным георадиолокации // Материалы Международной научно-практической конференции «Актуальные проблемы защиты экологии и климата», посвященной Всемирному дню ледников (18-21 марта 2023 года). Душанбе. – 2023. – С. 74–79.

17. Котляков В.М. Гляциологический словарь. М.: Гидрометеиздат, 1984. 526 с.

18. Красс М.С., Мерзликин В.Г. Радиационная теплофизика снега и льда. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 261 с.

19. Кузнецова М.Р., Пряхина Г.В., Григорьева С.Д., Киньябаева Э.Р. Факторы формирования поверхностного притока к озерам антарктического оазиса Холмы Ларсеманн // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2021. – Т. 67. – № 3. – С. 293-309.

20. Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.

21. Михайленко А.А., Коносавский П.К., Титов К.В. Методические вопросы моделирования естественного электрического поля, вызванного откачкой воды из скважины //

Математические модели техники, технологий и экономики: Материалы Всероссийской научно-практической студенческой конференции, Санкт-Петербург, 14–15 мая 2019 года. Санкт-Петербург: ПОЛИТЕХ-ПРЕСС, 2019. – С. 34-37.

22. Морев В.А., Харитонов В.В. Патент на полезную модель № 164818 U1 Российская Федерация, МПК E21B 7/14. Устройство для электротермического бурения скважин в холодном льду: № 2015150107/03: заявл. 23.11.2015: опубл. 20.09.2016; заявитель Федеральное государственное бюджетное учреждение «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» (ФГБУ «АНИИ»).

23. Научно-технический отчёт о выполнении программ сезонного гидроэкологических работ на станции Прогресс в период сезонной 57 РАЭ / Зубов А.И., Краснов А.А. – Антарктида, оазис Холмы Ларсеманн, 2012. – 27 с.

24. Полевой отчёт о проведении ледоисследовательских изысканий в районе российских антарктических станций Прогресс и Мирный в сезон 63-й РАЭ. Том I. Работы в восточной части полуострова Брокнес (район станции Прогресс, Восточная Антарктида) / Попов С.В, Боронина А.С., Григорьева С.Д., Суханова А.А. – НЭС «Академик Фёдоров», 2018. – 80 с.

25. Полевой отчёт о проведении ледоисследовательских изысканий в районе российских антарктических станций Прогресс, Мирный, Новолазаревская и полевых баз Молодёжная, оазис Бангера в сезон 64-й РАЭ Том I. Работы гидролога-геофизической группы в районе станции Прогресс и полевой базы Молодёжная / Григорьева С.Д., Дешевых Г.А., Рыжова Е.В., Четверова А.А. – НЭС «Академик Фёдоров», 2019. – 62 с.

26. Полевой отчёт о работах отряда инженерных изысканий в сезон 65-й РАЭ / Григорьева С.Д., Киньябаева Э.Р., Кузнецова М.Р. – НЭС «Академик Фёдоров», 2020. – 170 с.

27. Полевой отчёт о работах отряда инженерных изысканий в сезон 67-й РАЭ. Том II: Комплексные научно-прикладные работы на гидрологических объектах полуострова Брокнес (оазис Холмы Ларсеманн) / Григорьева С.Д., Кузнецова М.Р., Егорова Н.В. – НЭС «Академик Фёдоров», 2022. – 77 с.

28. Попов С.В., Эберляйн, Л. Опыт применения георадара для изучения строения снежно-фирновой толщи и грунта Восточной Антарктиды // Лёд и снег. – 2014. Т. 54. – №4. – С.95–106.

29. Попов С.В., Поляков С.П. Георадарное лоцирование трещин в районе российских антарктических станций Прогресс и Мирный (Восточная Антарктида) в сезон 2014/15 года // Криосфера Земли. – 2016. Т. 20. – №1. –С. 90–98.

30. Попов С.В., Новиков А.Л., Белков А.Д., Кашкевич М.П., Тюрин С.В., Мартьянов В.Л., Лукин В.В. Динамика и строение ледника в районе посадочной площадки станции Мирный

(Восточная Антарктида) по результатам зимовочных работ и полевого сезона 2016/17 года // Криосфера Земли. – 2019. Т. 23. – №1. – С. 90–98.

31. Попов С.В., Боронина А.С., Пряхина Г.В., Григорьева С.Д., Суханова А.А., Тюрин С.В. Прорывы ледниковых и подледниковых озер в районе холмов Ларсеманн (Восточная Антарктида) в 2017-2018 гг // ГеоРиск. – 2018. – Т. 12. – № 3. – С. 56-67.

32. Пряхина Г.В., Четверова А.А., Григорьева С.Д., Боронина А.С., Попов С.В. Прорыв озера Прогресс (Восточная Антарктида): подходы к оценке характеристик прорывного паводка // Лёд и снег. – 2020. – Т. 60. – № 4. – С. 613-622.

33. Сократова И.Н. История открытия и исследований антарктических оазисов (начало XX в. – начало XXI в.): автореф. дис. ... канд. геогр. наук: 07.00.10 / Сократова Ирина Николаевна – М– СПб, 2008, 24 с.

34. Суханова А.А., Попов С.В., Боронина А.С., Григорьева С.Д., Кашкевич М.П. Геофизические изыскания в районе станции Прогресс, Восточная Антарктида, в сезон 63-й РАЭ (2017/18 г.) // Лёд и снег. – 2020. – Т. 60. – №1. – С. 149–160.

35. Титов К.В., Коносавский П.К. Применение естественного электрического поля при откачках из скважин (обзор) // Вестник СПбГУ. Сер. 7. – 2014. – Вып. 4. – С. 52–63.

36. Финкельштейн М.И., Мендельсон В.Л., Кутев В.А. Радиолокация слоистых земных покровов. / Под ред. М.И. Финкельштейна. М.: Сов. радио, 1977. 176 с.

37. Черноморец С.С., Петраков Д.А., Алейников А.А., Беккиев М.Ю., Висхаджиева К.С., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Кидяева В.М., Крыленко В.В., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Рец Е.П., Савернюк Е.А., Смирнов А.М. Прорыв озера Башкара (Центральный Кавказ, Россия) 1 сентября 2017 года // Криосфера Земли. – 2018. – Т. 22. – № 2. – С. 70–80.

38. Черняк Г.Я. Электромагнитные методы в гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Недра, 1987. – 211 с.

39. Bajracharya S. R., Mool P. Glaciers, glacial lakes and glacial lake outburst floods in the Mount Everest region, Nepal // Annals of Glaciology. – 2009. – V. 50. – №53. – P. 81–86.

40. Barber D.C., Dyke A., Hillaire-Marcel C., Jennings A. E., Andrews J.T., Kerwin M.W., Bilodeau G., McNeely R., Southon J., Morehead M.D., Gagnon J.-M. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes // Nature. – 1999. – V. 400. – №6742. – P. 344–348.

41. Bjornsson H. Jokulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation // Annals of Glaciology. – 1992. – V. 16. – P.95–106.

42. Blake E.W., Clarke G.K.C. Subglacial electrical phenomena // Journal of Geophysical Research. – 1999. – V. 104. – №B4. – P. 7481–7495.

43. Boronina A.S., Popov S.V., Prykhina G.V., Chetverova A.A., Ryzhova E.V., Grigoreva S.D. Formation of a large ice depression on Dalk Glacier (Larsemann Hills, East Antarctica) caused by the rapid drainage of an englacial cavity // *Journal of Glaciology*. – 2021. – Vol. 67. – No 266. – P. 1121–1136.
44. Broknes peninsula, Larsemann Hills, Princess Elizabeth Land, Antarctica, Environmental management map. Scale 1:10 000. Australian Antarctic Division, published in April 2005, edition 1.
45. Carson, C.J., Grew, E.S. Geology of the Larsemann Hills, Antarctica First Edition (1:25 000 scale map) // Geoscience Australia, Canberra. 2007.
46. Clague J. J., Evans S. G. A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in British Columbia // *Quaternary Science Reviews*. – 2000. – V. 19. – №17-18. – P. 1763–1783.
47. Clarke G.K.C. Glacier outburst floods from Hazard Lake, Yukon Territory, and the problem of flood magnitude prediction (Steele Glacier) // *Journal of Glaciology*. – 1982. – V. 28. – №98. – P. 3–21.
48. Clarke G.K.C., Mathews W.H., Pack R.T. Outburst floods from Glacial Lake Missoula // *Quaternary Research*. – 1984. – V. 22. – P. 289–299.
49. Covacs A., Gow A.J., Morey R.M. A reassessment of the in-situ dielectric constants of polar firn // *GREEL Report 93-26*. – 1993. 22 p.
50. Dhote P.R., Thakur P.K., Shevnina E., Kaushik S., Verma A., Ray Y., Aggarwal S.P. Meteorological parameters and water balance components of Priyadarshini Lake at the Schirmacher Oasis, East Antarctica // *Polar Science*. – 2021. – V. 30. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2021.100763>.
51. Drzymala J., Sadowski Z., Holysz L., Chibowski E. Ice/Water Interface: Zeta Potential, Point of Zero Charge, and Hydrophobicity // *Journal of Colloid and Interface Science*. – 1999. – V. 220. – P. 229–234.
52. Emmer A. Glacier Retreat and Glacial Lake Outburst Floods (GLOFs) // *Oxford Research Encyclopedia of Natural Hazard Science*. – 2017. doi: 10.1093/acrefore/9780199389407.013.275
53. Engeset R. V., Schuler t. V., Jackson M. Analysis of the first jökulhlaup at Blåmannsisen, northern Norway, and implications for future events // *Annals of Glaciology*. – 2005. – V. 42. – P. 35–41.
54. Evans D.J.A., Ewertowski M., Roberts D.H., Tomczyk A.M. The historical emergence of a geometric and sinuous ridge network at the Hørbyebreen polythermal glacier snout, Svalbard and its use in the interpretation of ancient glacial landforms // *Geomorphology*. – 2022. – V. 406. doi 10.1016/j.geomorph.2022.108213
55. Frolov A.D., Macheret Yu. Ya. On dielectric properties of dry and wet snow // *Hydrological processes*. – 1999. – V. 13. – P. 1755–1760.

56. Geertsema M., Clague J.J. Jökulhlaups at Tulsequah Glacier, northwestern British Columbia, Canada // *Holocene*. – 2005. – V. 15. – №2. – P. 310–316.
57. Gillieson D., Burgess J., Spate A., Cochrane A. An Atlas of the Lakes of the Larsemann Hills, Princess Elizabeth Land, Antarctica. ANARE Research Notes 74, Australian Antarctic Division, 1990, 173 p.
58. Goodwin I.D. The nature and origin of a jökulhlaup near Casey Station, Antarctica // *Journal of Glaciology*. – 1988. – V. 34. – №116. P. 95–101.
59. Grigoreva S.D., Kuznetsova M.R., Kiniabaeva E.R. New data on Progress Lake (Larsemann Hills, East Antarctica): Recently discovered subglacial part of the basin // *Polar Science*. – 2023. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2023.100925> (article in press, published online)
60. Huggel C., Käab A., Haeberli W., Teyssere P., Paul F. Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps // *Canadian Geotechnical Journal*. – 2002. – V. 39. – №2. – P. 316–330.
61. Jackson L.E. A catastrophic glacial outburst flood (jökulhlaup) mechanism for debris flow generation at the Spiral Tunnels, Kicking Horse River basin, British Columbia // *Can. Geotech. J.* – 1979. – V. 16. – P. 806–813.
62. Kallay N., Cop A., Chibowski R., Holysz L. Reversible charging of the ice-water interface. II. Estimation of equilibrium parameters // *Journal of Colloid and Interface Science*. – 2003. – V. 259. – P. 89–96.
63. Kulesa B., Chandler D., Revil A., Essery R. Theory and numerical modeling of self-potential signatures of unsaturated flow in melting snow // *Water Resources Research*. – 2012. – V. 48, W09511.
64. Larsemann Hills, Princess Elizabeth Land, Antarctica. Map. Australian Surveying and Land Information Group. Australian Antarctic Division, 1991.
65. Laybourn-Parry J., Wadham J.L. *Antarctic Lakes*, Oxford University Press, 2014, 215 p.
66. Livingstone S.J., Li Y., Rutishauser A., Sanderson R., Winter K., Mikucki J. A., Björnsson H., Bowling J.S., Chu W., Dow C.F., Fricker H.A., McMillan M., Ng F.S.L., Ross N., Siegert M., Siegfried M., Sole A.J. Subglacial lakes and their changing role in a warming climate // *Nature Reviews Earth & Environment*. – 2022. –3. – P. 106–124.
67. Looyenga H. Dielectric constants of heterogeneous mixture // *Physica*. – 1965. – V. 31. – №3. P. 401–406.
68. Manesh B.S., Warriar A.K., Nair A., Fernandes R., Mohan R. Evolutionary inferences from the sedimentary deposits of Lake LH73, Larsemann Hills, East Antarctica // *Catena* 203. – 2021. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105341>.

69. Mernild S.H., Hasholt B. Observed runoff, jökulhlaups and suspended sediment load from the Greenland ice sheet at Kangerlussuaq, west Greenland, 2007 and 2008 // *Journal of Glaciology*. – 2009. – V. 55. – №193. – P. 855–858.
70. Nye J.F. Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels, and veins // *Journal of Glaciology*. – 1976. – V. 17. – №76. – P. 181–207.
71. Popov S.V., Pryakhin S.S., Bliakharskii D.P., Pryakhina G.V., Tyurin S.V. Vast ice depression in Dalk Glacier, East Antarctica // *Ice and Snow*. – 2017. – Vol. 57. – No 3. – P. 427–432.
72. Pryakhina, G.V., Boronina, A.S., Popov, S.V., Chetverova A.A. Hydrological studies of lake outbursts in the Antarctic Oases. // *Russ. Meteorol. Hydrol.* – 2020. – V. 45. – P.118–123.
73. Ray P.S. Broadband complex refractive indices of ice and water // *Appl. Opt.* – 1972. – V. 11. – №8. – P. 1836–1844.
74. Richard S. A. Geomorphological effects of jökulhlaups and ice-dammed lakes, Jotunheimen, Norway // *Norwegian Journal of Geography*. – 1985. – V. 39. – №1. – P. 1–16.
75. Roberts M.J. Jökulhlaups: A reassessment of floodwater flow through glaciers // *Reviews of Geophysics*. – 2005. – V. 43. – №1. – P. 1–21.
76. Robin G., Evans S., Bailey J.T. Interpretation of radio echo sounding in polar ice sheets // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*. – 1969. – V. 265A. – №1166. – P. 437–505.
77. Robin G. Velocity of radio waves in ice by means of interferometric technique // *Journal of Glaciology*. – 1975. – Vol. 15. – №73. – P. 151–159.
78. Russell A.J., Carrivick J.L., Ingeman-Nielsen T., Yde J.C., Williams M. A new cycle of jökulhlaups at Russell Glacier, Kangerlussuaq, West Greenland // *Journal of Glaciology*. – 2011. – V. 57. – №202. – P. 238–246.
79. Shakesby R.A. Geomorphological effects of jökulhlaups and ice-dammed lakes, Jotunheimen, Norway // *Norwegian Journal of Geography*. – 1985. – V. 39. – №1. – P. 1–16.
80. Shevnina E., Kourzeneva E. Thermal regime and components of water balance of lakes in Antarctica at the Fildes peninsula and the Larsemann Hills // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. – 2017. – V. 69:1, 1317202.
81. Stearns L.A., Smith B.E., Hamilton G.S. Increased flow speed on a large East Antarctic outlet glacier caused by subglacial floods // *Nature Geoscience*. – 2008. – V. 1. – №12. – P. 827–831.
82. Thompson S.S., Kulesa B., Essery R.L.H., Lüthi M.P. Bulk meltwater flow and liquid water content of snowpacks mapped using the electrical self-potential (SP) method // *The Cryosphere*. – 2016. – V. 10. – P. 433–444.
83. Tomasson H. The jökulhlaup from Katla in 1918 // *Annals of Glaciology*. – 1996. – V. 22. P. 249–254.

84. Tweed F.S., Russel A.J. Controls on the formation and sudden drainage of glacier-impounded lakes: Implications for jökulhlaup characteristics // *Progress in Physical Geography*. – 1999. – V. 23. – №1. – P. 79–110.
85. Waitt R.B. Jr. Case for periodic, colossal jökulhlaups from Pleistocene glacial Lake Missoula // *Geological Society of America Bulletin*. – 1985. – V. 96. P. 1271–1286.
86. Wingham D.J., Siegert M. J., Shepherd A., Muir A.S. Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes // *Nature*. – 2006. – V. 440. – №7087. – P. 1033–1036.
87. Worni R., Huggel C., Stoffel M. Glacial lakes in the Indian Himalayas - From an area-wide glacial lake inventory to on-site and modeling based risk assessment of critical glacial lakes // *Science of the Total Environment*. – 2012. – V. 468–469. P. S71–S84.
88. Yan S., Blankenship D.D., Greenbaum J.S., Young D.A., Li L., Rutishauser A., Guo J., Roberts J.L., van Ommen T.D., Siegert M.J., Sun Bo. A newly discovered subglacial lake in East Antarctica likely hosts a valuable sedimentary record of ice and climate change // *Geology*. – 2022. – V. XX. – № XX.

SAINT-PETERSBURG UNIVERSITY

Manuscript copyright

Grigoreva Svetlana Dmitrievna

GEOPHYSICAL IMAGE OF LAKES OF ANTARCTIC OASES

Scientific specialty 1.6.9. Geophysics

Thesis for a Candidate Degree in Geological and Mineralogical Sciences

Translation from Russian

Scientific supervisor:

Candidate in Geological and Mineralogical
Sciences

M.P. Kashkevich

Saint Petersburg

2023

Table of contents

Introduction	115
Chapter 1. General characteristics of the objects and phenomena studied	122
1.1. Glacial lake outburst floods: general information	124
1.2. Hazardous hydrological objects and phenomena of Antarctic oases	126
1.3. Larsemann Hills: a brief description of the main study area.....	131
Chapter 2. Justification of geophysical research methods	135
2.1. Characteristics of the media being investigated	135
2.2. The GPR method: peculiarities when studying glaciological objects.....	139
2.3. Self-potential method: application to hydrogeophysical tasks.....	143
Chapter 3. Application of the GPR method for the identification of hidden subglacial reservoirs	147
3.1. Development of the methodology: discovery of the subglacial part of a large Progress Lake.....	148
3.1.1. Progress Lake: general characteristics and scientific background	148
3.1.2. Prerequisites to re-study of Progress Lake and methodology of work	150
3.1.3. Results of the work.....	151
3.2. Approval of the technique	156
3.2.1. Sinkhole in the western part of Dâlk Glacier	156
3.2.2. Prince Eugene Lake: a minor subglacial reservoir.....	159
3.3. Special case: mapping the water edge of lakes partially or completely covered by thick lake ice	164
3.3.1. Perennial dry lake ice	165
3.3.2. Watered lake ice	166
3.4. Antares Lake: an example of a reservoir with a double type of ice cover	168
3.5. Interim conclusions	173
Chapter 4. Structure of the dams of outburst-likely lakes based on ground-penetrating radar data	176
4.1. Determination of general patterns: snow-ice dams of Progress and Discussion lakes	176
4.1.1. Description of the work sites.....	176
4.1.2. Methodology of work.....	178
4.1.3. Main results	179

4.2. Assessment of the preservation of old breakthrough channels: the example of Lake LH-73...	183
4.3. The channel formed during the breakthrough by overflowing over the side of the ice dam: cascade of lakes Boulder and Ledyanoe	189
4.4. Interim conclusions	192
Chapter 5. Geophysical monitoring of the state of snow-ice dams of outburst-likely lakes: the example of Progress Lake.....	195
5.1. Methodology of work.....	195
5.2. Results of the work.....	197
5.2.1. GPR method	197
5.2.2. Self-potential method	202
5.3. Interim conclusions	207
Conclusions	209
References	210

Introduction

The presence of a hydrographic network is an integral feature of Antarctic oases. The predominant type of water objects in oases are non-freezing lakes, which vary in their morphometric characteristics, type of intake, water, thermal, ice and hydrochemical regimes. The interest in studying them lies primarily in the field of basic science: located in unique natural environments, these reservoirs are the habitat of specific flora and fauna; their bottom sediments allow us to study the climatic and geological conditions of the past (Manesh et al., 2021). Sensitive to variations in the elements of the water balance, Antarctic reservoirs are convenient objects for monitoring global climate change (Dhote et al., 2021).

The study of lakes of Antarctic oases is also relevant from an applied perspective. On the one hand, they often serve as sources of fresh water for polar stations – for example, Stepped and Verkhneye Lakes within the large Russian Antarctic stations Progress and Novolazarevskaya may be named. Observing the water levels of these lakes, assessing the elements of the water balance and the water reserves in the catchment areas are of scientific interest, but primarily important for solving water management problems. On the other hand, the hydrological objects of the oases may be related to dangerous natural factors. In this case, their comprehensive study is necessary to ensure the safety of logistics operations.

The most unfavourable hydrological objects and phenomena in Antarctic oases are reservoirs covered by thick ice, invisible from the surface, and catastrophic outburst floods of glacial lakes. In order to minimise potential risks, it is necessary to be able to identify potentially dangerous areas in a timely and reliable manner, to suspend activities in these areas and, if it is not possible to exclude activities in such areas, to implement special monitoring measures.

Today, the leading method of studying the near-surface part of glaciers is the ground-penetrating radar (GPR) – informative, fast, relatively simple, convenient for field work. This work is devoted to its adaptation specifically to the task of identification and monitoring of dangerous hydrological objects and phenomena developed in Antarctic oases. Special attention is paid to the possibility of combining it with the self-potential method.

Relevance of the work

Since the 58th Russian Antarctic Expedition (RAE) season (2012/2013), engineering and geophysical surveys aimed at ensuring the safety of logistics operations have been systematically included in the work of the Russian Antarctic Expedition. Their main task was usually the mapping of glacier crevasses (Popov, Eberlein, 2014; Popov, Polyakov, 2016; Popov et al., 2019; Grigoreva et al., 2020). The need to study hazardous hydrological objects and phenomena in Antarctica became apparent somewhat later – in early 2017, when a huge sinkhole formed in the western part of Dalk Glacier (near Progress Station), destroying a section of an intensively used road (Popov et al., 2017).

The size of the sinkhole was 183×220×43 m, and the mechanism of its formation was explained in the course of further research as the breakthrough of a previously hidden subglacial reservoir that existed at this location earlier. Subsequently, the analysis of the existing material showed that catastrophic outburst floods of lakes are indeed widespread in Antarctic oases, sometimes causing significant damage to the infrastructure of polar stations and posing a threat to the lives of polar explorers. Therefore, starting with the season of the 63rd RAE (2017/2018), systematic work has been started to study the water bodies of Antarctic oases, with a focus on assessing the degree of their hazard.

The example of the sinkhole in the western part of the Dǎlk Glacier clearly shows the importance of being able to identify hidden glacial reservoirs in time. No less dangerous, however, are the outburst floods of the lakes that emerge from the ice in summer and are easy to observe visually: during a flood, a stream of water can form channels in the body of glaciers and snowfields that are invisible from the surface. If such a channel crosses the path of heavy vehicles, there is a risk of the roof collapsing and the vehicle falling into the void. Another important task is therefore to assess the potential breakthrough hazard of known lakes of oases.

It should be noted that it is not always possible to exclude transport operations in areas affected by outburst floods of lakes. For example, in the area of the Progress station, this is hindered by the rugged terrain, which in some cases forces the construction of routes along snow-ice dams of apparently breakthrough reservoirs. In this case, systematic monitoring observations are important to keep the road open as long as possible and to stop work just before the flood. The need for detailed studies of snow-ice dams is also due to the fact that the mechanism of lake breakthrough through the snowy environment is not fully described today – breakthrough through moraine or ice dams have been studied in much more detail.

Aim of the work

The aim of the work was to develop an engineering and geophysical survey technique that would allow rapid detection of hazardous hydrological objects and processes in Antarctic oases and adjacent glacial areas, as well as monitoring of areas potentially exposed to hazardous hydrological phenomena and processes.

Main tasks

The main tasks of the work included the following:

1. Development of a technique to identify hidden subglacial and intraglacial reservoirs, and to map the boundaries of lakes partially or completely covered by lake ice, using the GPR method, and approbation of the technique during the field work.
2. Carrying out GPR surveys on snow-ice dams of lakes where periodic outburst floods are known to occur, and identification of common features in their structure that determine the possibility and mechanism of breakthrough.

3. Carrying out geophysical monitoring at the snow-ice dam of the potentially breakthrough Progress Lake and evaluating the changes that occur in the body of the dam during the summer period until the lake breaks through.

4. Carrying out the hydrological work required for this study – water level observations, bathymetric surveys, snow pit observations.

Research data

The work is based on materials obtained by the author during the field work of the 63rd (2017/2018) – 68th (2022/2023) Russian Antarctic Expeditions in the area of Progress Station (Larsemann Hills, East Antarctica) and during the field work of the 64th RAE in the area of the Molodezhnaya Field Base (oasis Molodyozhniy, East Antarctica), as well as on retrospective materials provided by S.V. Popov and belonging to the Larsemann Hills area.

Research methods

The main method of work was the GPR method. In addition, the self-potential method (SP) was used as an experiment during the monitoring survey aimed at evaluating the changes in the body of the snow-ice dam of Progress Lake. To verify the results of the geophysical work, non-core drilling – mechanical or electro-thermal drilling – was carried out.

Hydrological observations were carried out on all the water bodies studied: water level measurements, bathymetric surveys (manual measurements from ice or echo-sounding surveys), study of the ice regime, hydrochemical and thermal regimes of the lakes. Hydrometric work was carried out on watercourses during the outburst floods of the reservoirs, and observations were made in snow pits in the catchment areas. All types of hydrological work were carried out under the guidance of a specialist hydrologist who is part of the field team, according to standard methods and instructions.

Aerial photography was carried out using unmanned aerial vehicles (UAVs), both fixed-wing and multi-rotor, to visually assess changes in the study areas and to produce overview elevation maps. Where it was necessary to construct high-precision terrain models, geodetic surveying was carried out on the study areas.

The XY and altitude reference of almost all types of field work was carried out using the DGPS complex EFT, which enables differential correction of coordinates.

Author's personal contribution

The author participated in the field work from the 63rd RAE season (2017/2018), and the work in the 65th – 68th RAE seasons was carried out under his supervision. The geophysical material presented was obtained, processed and interpreted by the author or his colleagues in field parties under the author's supervision.

Aerial photography using UAVs, some drilling, underwater photography, topographic surveys and field hydrological observations were also carried out directly by the author. As the responsible

person for the reports on the results of the 65th, 66th, 67th and 68th RAE, the author participated in the analysis, processing and interpretation of the hydrological data of these years.

Scientific novelty

1. A set of criteria has been formulated that allows the presence of an ice-covered reservoir to be reliably identified in the section using GPR data.

2. The regularities in the structure of snow-ice dams that determine the possibility of outburst floods of lakes are shown.

3. The peculiarities of the process of outburst flooding of lakes dammed with snow-ice dams are shown, namely the existence of a long period of filtration of water by the dam without its destruction.

4. At the phenomenological level, it is shown how the presence of a lake outburst channel is reflected in the SP potential field.

5. Knowledge of the hydrographic network of the Larsemann Hills has been extended: two small subglacial reservoirs have been identified and described, and the presence of an extensive subglacial part of the large breakthrough Progress Lake has been shown.

Thesis statements to be defended

1. A reservoir covered by glacial ice or a thick dry lake ice is reflected in medium- and high-frequency GPR data (1) by the presence of a bright, high-amplitude subhorizontal boundary formed by the contact of ice and water; (2) with sufficient recording length – by the presence of one or more multiple waves formed by the ice-water boundary; (3) by the presence of diffracted waves in the marginal parts of the reservoir. In the case of watered lake ice, the ice-water boundary appears rough on the radarogram, multiple waves are weakly expressed, and diffracted waves marking the edges of the reservoir are barely discernible or absent.

2. The location of the channels of the outburst floods of lakes through the snow-ice dams does not change year in year out and is due to the internal structure of the dams. In the GPR data, the channel corresponds to a trough-like structure with the following characteristics: (1) the walls are vertical or steeply inclined; (2) there is a deflection in the relief of the bedrock; (3) there is a pronounced deflection in the relief of the ice roof, corresponding to a decrease in the relief of the bedrock, or the ice layer is wedged out; (4) in the case of frequent reservoir outbursts, the trough is completely filled with snow; in the case of rare floods, the lower part of the snow column may be transformed into firn. The channels formed by the overflow of the lake over the wall of the ice dam do not show up as clearly defined structures on GPR sections. If such a channel was deep enough, its position may be marked by (1) the presence of diffracted waves from the walls, irregularities in the walls or roof of the channel; (2) the presence of a deflection in the roof of the ice layer; (3) a zone of discordance in the internal stratification of the ice.

3. Outburst flood of the lake through a snow-ice dam is preceded by a period of its destruction due to the melting of the snow layer and the filtration of the lake water. Filtration takes place in the snowpack and at the contact between snow and ice, and its direction is determined by the relief of the ice top. The watered zones within the dam are reflected in the GPR data by an increase in the amplitude of the reflected electromagnetic wave. Zones of active filtration of both thawed and lake water are marked by positive anomalies in the self-potential field, the amplitude of which is determined by the slope of the relief of the ice top.

Practical significance

The dissertation proposes a comprehensive methodology allowing to significantly reduce the risks associated with hazardous hydrological objects and phenomena developed in Antarctic oases. It allows (1) to reliably identify hidden subglacial and intraglacial reservoirs and to assess the true position of the water edge of lakes covered by thick lake ice; (2) to assess the degree of outburst hazard of lakes dammed with snow-ice dams; (3) if it is necessary to carry out work on a potentially dangerous site – to carry out monitoring in order to prevent emergency incidents.

Approval of the work

7 articles were published on the topic of the thesis, 1 of them in a journal included in the list of the Higher Attestation Commission, 6 – in journals indexed in the Scopus international citation system, 5 – in journals indexed in the Web of Science international citation system. The main results of the work on the thesis were presented at the IV International Scientific and Practical Conference "Antarctic Environment: Interdisciplinary approaches to study" (Domzheritsy, Belarus, 2022), the 16th and 17th conferences "Engineering and Mining Geophysics" (Perm, 2020; Gelendzhik, 2021), the international conference "Solving the puzzles from Cryosphere" (Pushchino, 2019), the international youth conference "International Youth Scientific Conference on the Polar Geodesy, Glaciology, Hydrology and Geophysics" (St. Petersburg, 2018), the conference "Interdisciplinary scientific research for the development of mountainous and Arctic territories" (Sochi, 2018).

Volume and structure of the thesis

The thesis consists of an introduction, five chapters, a conclusion and a bibliography. Chapter 1 gives a general description of the objects and phenomena studied, including the literature review, and also provides a description of the main field work area. Chapter 2 discusses the main electrophysical parameters of the investigated media, explains the choice of specific geophysical research methods and shows the characteristics of their application within the framework of the tasks. Chapter 3 is devoted to the description of the technique developed by the author for the identification of subglacial and englacial reservoirs and mapping the boundaries of the lakes covered with thick lake ice. The main provisions of the technique are presented, as well as examples illustrating its effectiveness. Chapter 4 describes the results of work aimed at studying the structure of the dams of the known breakthrough lakes of

Larsemann Hills, and Chapter 5 describes the results of monitoring geophysical surveys carried out during the summer period on the snow-ice dam of the large breakthrough Progress Lake. In conclusions, the experiences of third parties with the techniques proposed by the author are analysed. The total volume of the thesis is 106 pages, including 46 figures, 8 tables and a bibliographic list of 88 titles.

Acknowledgements

The material on which this thesis is based was collected during the six field seasons of the Russian Antarctic Expedition. I would like to thank all the colleagues with whom we have worked as part of the same team over the years, especially E.R. Kinyabaeva, D.A. Yemelyanov, N.V. Egorova and M.R. Kuznetsova, with whom we spent the field seasons of the 65th – 68th RAE and with whom the most interesting hypotheses were put forward and the most effective data were obtained. In addition, I am infinitely grateful to M.R. Kuznetsova for a huge contribution to the development of the hydrological part of the study, corrections and comments in this area of the thesis, assistance in processing and analysing the results of hydrological work, and constant friendly support.

The high level of fieldwork was only possible thanks to the impeccable organisation of the seasonal field work, and I would like to thank the leadership of the Russian Antarctic Expedition and personally its head A.V. Klepikov, as well as the leaders of the seasonal expeditions and the staff of the Progress Station who helped us during all these years, especially A.N. Nikolaev, A.V. Mirakin, D.V. Shepelyov.

The interpretation and analysis of the data obtained during the field work sometimes required long discussions. I am sincerely grateful to my senior colleagues in the research group and mentors – S.V. Popov, G.V. Pryakhina, V.I. Kashkevich, N.E. Romanova – for consultations, discussion of results and valuable comments, for their willingness to share their knowledge and skills. I would like to express my deep gratitude to the staff of the Department of Geophysics, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, for methodological assistance at all stages of the geophysical work.

I would like to thank E.K. Grigorev, P.E. Grigorev, V.V. Shilovskikh for their critical approach and outside view, which is valuable when working within a narrow specialisation. I am also grateful to V.V. Shilovskikh for discussing the self-potential method from the point of view of colloidal chemistry. I would like to express my sincere gratitude to E.V. Belogub for advice on the methodology of scientific work.

The writing of the thesis was preceded by the stage of defence of the final qualifying work, the reviewer of which was A.F. Glazovsky. I am sincerely grateful to him for his detailed, attentive and correct comments and suggestions, which significantly improved the work and allowed us to eliminate many shortcomings.

Finally, I would like to thank M.P. Kashkevich, who once taught me the basics of geophysics and under whose guidance I began my work on Antarctica in the Master's degree and developed it

throughout the graduate school, not only for numerous discussions on the nature of the thesis and a huge technical work related to the defence procedure, but also for her constant care and support, for her trust in the independence of her charges, for her willingness to discuss the most unbelievable hypotheses without scepticism, for an appropriately informal approach to discussions, and for instilling in me a sincere love for the field of knowledge in which I have the good fortune to work.

Chapter 1. General characteristics of the objects and phenomena studied

The study of Antarctic water bodies is an urgent area of modern research, and most of it is now devoted to finding and describing large subglacial reservoirs in the interior of the continent. Every year, thanks to the development of technologies and working techniques, scientists manage to discover more and more subglacial lakes: thus, according to the results of the inventory carried out in 2010, 387 such water bodies were identified in Antarctica (Glazovskiy, Macheret, 2014), and in January 2022 there were already 675 of them (Livingstone et al., 2022); in May 2022, taking into account the publication (Yan et al., 2022), – 676.

Subglacial lakes are unique hydrological objects, and interest to study them lies in a wide range of scientific disciplines. Preserved in ancient ice, they store the most valuable information about ancient geological and climatic conditions, and are the habitat of unique biological communities that develop in isolation from the external environment. Through the transfer of water masses, they can influence the dynamics of glacier movement (Stearns et al., 2008) and the structure of the crystalline basement.

In the context of modern climate change, issues related to the study of the water balance and hydrological regime of subglacial reservoirs are becoming increasingly relevant. According to (Livingstone et al., 2022), only 80% of the subglacial lakes identified to date are stable (they represent a closed system or are characterised by approximately balanced inflow and outflow). As a result of global warming and increasing glacier melt, we can expect an increase in the number of active reservoirs and in the likelihood of catastrophic flooding. The authors of the most relevant review publication to date (Livingstone et al., 2022) identify this area of research as one of the priorities within the field, given the threat to human activities posed by glacial lake outburst phenomena.

It should be noted, however, that catastrophic outburst floods are not a feature unique to subglacial reservoirs. On the contrary, they are characteristic of many intraglacial, supraglacial, subglacial and ice-marginal lakes in mountainous and high-latitude regions of the Earth. In particular, this phenomenon is common in the relatively small lakes of Antarctic oases. Before proceeding to its detailed description, let us define the basic terminology that will be used further.

The study area. The most comprehensive definition of an Antarctic oasis to date is the following *Antarctic oases are ice-free areas of the Antarctic coastal zone with an area of several tens to several thousand square kilometres, which are characterised by a local climate largely determined by the surrounding glacier cover and the presence of unfrozen water (usually in the form of a system of seasonal streams and non-freezing lakes); they have primitive cryogenic-structured soils and biota* (Sokratova, 2008).

The thesis is devoted to the geophysical image of the lakes of Antarctic oases – of the areas, by definition, free of continuous glacial cover. However, a significant part of the work, the results of which form the basis of the thesis, was carried out on the parts of glacier immediately adjacent to the Larsemann Hills oasis. Formally, the reservoirs located in these areas are not oasis lakes, but we will consider them together with the latter due to their proximity, similar intake type and hydrological regime.

Thus, *the thesis examines lakes located within Antarctic oases and parts of the glaciers adjacent to oases. The thickness of the ice cover in such areas does not exceed 50 m, and the subglacial relief naturally continues the visible relief of the oasis.*

Classification of lakes according to the type of ice cover. In the context of the thesis we will consider the following types of lakes according to the presence and type of ice cover and ice regime:

1. *Supraglacial lakes* are temporary lakes on the surface of glaciers (Kotlyakov, 1984).

2. *Englacial lakes* are bodies of water covered by glaciers and also underlain by ice.

3. *Subglacial lakes* [“podlednikovoye ozero” in Russian] are bodies of water enclosed between the glacier cover and the bedrock (Laybourn-Parry, Wadham, 2014). This term is usually associated with large bodies of water in the interior of Antarctica, a classic example being Lake Vostok. However, according to the definition, small lakes located near or even within Antarctic oases can also be considered subglacial (the latter is possible, for example, if a small glacier is located in a shaded gorge). In this work, such water bodies are also considered. Although their size is small and the thickness of the cover is in the first tens of metres, they are still covered by glacial ice and can be called subglacial.

4. *Lakes covered by perennial lake ice.* These reservoirs are covered by lake ice, which can reach a thickness of several metres, and which do not free from it during the warm season, except for small margins in the coastal area.

5. *Lakes that are partially or completely exposed from the ice cover during the warm season* – most of the lakes of Larsemann Hills belong to this category.

Definitions of "glacial ice" and "lake ice" are given according to V.M. Kotlyakov's Glaciological Dictionary (Kotlyakov, 1984).

Lakes of type 2 (englacial), type 3 (subglacial) and type 4 (lakes covered by perennial lake ice) share a similar characteristic – the presence of a continuous long-term ice cover, although the genesis and properties of the ice in these cases are radically different. For the sake of simplicity and brevity, in some cases, where appropriate, we will combine them under the general term *subglacial lake* [“podlyodnoe ozero” in Russian], thus distinguishing them from lakes that open seasonally from ice. It should be noted that in this situation the author deliberately and regrettably contradicts an authoritative source (Kotlyakov, 1984), which provides an interpretation of the term "subglacial lake" [“podlyodnoe ozero” in Russian] that is similar in meaning to the modern term "subglacial lake" [“podlednikovoye ozero” in Russian].

1.1. Glacial lake outburst floods: general information

Catastrophic glacial lake outburst floods are sudden releases of significant amounts of water from glacial lakes (Emmer, 2017). A similar definition is given in the paper (Roberts, 2005), where this phenomenon implies a sharp discharge of meltwater from lakes dammed by ice or moraine dams, culminating in a significant increase in meltwater flow over a period of several minutes to several weeks. Although the second definition emphasises the peculiarities of water flow during lake outburst, it mentions only two variants of the composition of dams forming lakes. At the same time, snow-ice dams are quite common in Antarctic oases.

In modern foreign publications, there is some terminological ambiguity regarding the name of the phenomenon. One of the common terms is *jökulhlaup* (from the Icelandic *jökull* – glacier and *hlaup* – breakthrough). It is firmly rooted in the literature on the subject, as it was the Icelandic school of science that once made the most significant contribution to the study of this phenomenon. In Iceland, *jökulhlaups* are known to occur in six geothermal regions and are most often associated with volcanic and geothermal activity (Björnsson, 1992). The first mention of glacial lake outbursts in Iceland dates back to 1330, and since the 1930s systematic studies of them have begun, including monitoring of their duration, frequency, degree of environmental impact, hydrographic observations and estimates of water discharge (Björnsson, 1992). The classification of *jökulhlaups* given in the publication (Roberts, 2005) divides them into 7 types depending on the structure of the lake and the trigger impulse of the outburst flood. Of these, only one type (type 3) is associated with volcanic activity.

Nevertheless, to date, the term *GLOF* – *glacial lake outburst flood* – is more commonly used to describe the phenomenon of glacial lake outburst floods, and Icelandic *jökulhlaup* stands out as one of its types and is defined as a GLOF caused by volcanic activity (Emmer, 2017). *Jökulhlaup* is also defined in the Glaciological Dictionary as an exceptionally volcanogenic outburst flood (Kotlyakov, 1984).

The term GLOF seems to be more comprehensive today, especially as glacial lake outburst floods are common all over the world. In addition to Iceland, where the first studies of this phenomenon were initiated, they are known to occur in Norway (Shakesby, 1985; Engeset, 2005) and the Svalbard archipelago (Evans et al., 2022), in Canada (Geertsema, Clague, 2005; Clague, Evans, 2000; Jackson, 1979), in Greenland (Mernild, Hasholt, 2009; Russel et al, 2011), in the mountainous regions of the planet – the Alps (Huggel et al., 2022), the Himalayas (Worni, 2012; Bayracharya, Mool, 2009), the Caucasus (Chernomorets et al., 2018) and in general in all major mountain systems, as well as in Antarctica – they were first described in the area of the Australian Casey Station (Goodwin, 1988). Outburst floods of glacial lakes are also known in the geological chronicle. Thus, in the United States traces of the Pleistocene outburst floods of Lake Missoula have been described (Clarke et al., 1984; Waitt, 1985), which are considered to be the largest in geological history and are characterised by water discharge of 1,900,000 to 9,000,000 m³/s according to various estimates (Clarke, 1984) (for comparison,

the maximum water discharge of the largest outburst flood of the XX century, Katlajökulhlaup, which occurred in Iceland in 1978, was 300,000 m³/s (Tomasson, 1996).

Initially, the interest in studying this phenomenon was dictated more by applied tasks. The catastrophic outbursts of glacial lakes may undoubtedly referred to the dangerous hydrological events. The main risk factor is the destructive power of the water flow generated at the moment of the breakthrough, which carries a considerable amount of debris and ice fragments. Repeatedly the destructions caused by outburst floods have been documented in Iceland (Björnsson, 1992). Turning to more recent examples known in Antarctica, we can mention the outburst flood of the Glubokoe – Razlivnoye lake system, which occurred in January 2018. Then a strong water stream occurred due to the breakthrough, which reached a width of 10 m, destroyed several metal supports of the overpass located on the territory of the Russian Antarctic field base Molodezhnaya (Boronina, 2022). Other dangerous consequences of outburst floods include the formation of vast caverns and tunnels in the body of glaciers and snowfields by temporary watercourses. This aspect is particularly relevant in the context of work to assess the safety of logistics operations at polar stations, where temporary field bases, runways and airfields, heavy vehicles movement routes are located on glaciers and in their immediate vicinity.

Glacial lake outburst floods are also interesting from a basic science perspective. It is shown already that they can affect the climate: for example, according to (Barber et al., 1999), as a result of discharge of glacial lakes Agassiz and Ojibway about 8470 years ago and the subsequent desalination of the waters of Hudson Bay a significant change in ocean circulation happened, leading to the largest cooling in the last 10,000 years. The presence of an active subglacial hydraulic network can cause changes in the dynamics of glacier movement (Stearns et al., 2008); the transfer of detrital material by water flows contributes to both the erosion of the crystalline basement and the formation of new fluvial landscapes (Livingstone et al., 2022).

Among the methods of studying glacial lake outburst floods we can mention geological (description and decoding of flood sediments (Waite, 1985)), geomorphological together with geophysical (Bricheva et al, 2022), hydrological (Popov et al., 2018; Pryakhina et al., 2020b), long-term satellite observations of ice sheet altimetry (Wingham et al., 2006; Stearns et al., 2008), geophysical (Grigoreva et al., 2021a, b). Much attention has also been paid to the mathematical modelling of outburst floods. The first works in this direction were carried out in 1976 (Nye, 1976), and in the following years the Nye model served as a basis for the development of new approaches allowing to proceed to quantitative estimation of flood characteristics (Vinogradov, 1976; Clarke, 1982).

In terms of gaps in modern knowledge, it should be noted that most modern classifications of outburst glacial lakes (Tweed, 1999; Roberts, 2005) include ice-dammed or moraine-dammed reservoirs. Scenarios for the development of outburst floods are proposed for these lakes, possible triggers for breakthrough are considered, and mathematical calculations of theoretical flood hydrographs are

performed. At the same time, when working in Antarctic oases, we often come across lakes dammed with *snow-ice* dams. The presence of a permeable layer of snow in the dam section, which is subject to melting and infiltration of thawed and lake water, determines its own specific conditions for the development of outburst floods, which have not yet been fully investigated.

1.2. Hazardous hydrological objects and phenomena of Antarctic oases

As an integral part of the oases (in fact, most wintering stations and seasonal field bases are located exactly within the oases), hydrological objects have a significant impact on human activities in Antarctica. They are of interest as research objects for hydrologists, glaciologists, geologists, biologists and geomorphologists. They are important for water management, often acting as sources of fresh water for the needs of polar stations. Finally, hydrological objects can also be related to natural hazards, the identification and detailed study of which is one of the most important tasks when carrying out logistics operations.

Among hazardous hydrological objects and phenomena known in and around Antarctic oases three main groups may be highlighted:

1. Temporary seasonal watercourses in the near-surface part of glaciers. This class of objects is the least dangerous, but it can seriously complicate performing transport operations on glaciers. For example, due to the intensive melting of the snow cover on the hills of the Stornes peninsula (the Larsemann Hills), the condition of the road connecting the Progress station to the unloading point of the research vessels (R/V) is deteriorating significantly. Snow swamps are forming in the path of heavy vehicles with cargo sleds, and open meltwater channels are developing (Field Report ..., 2020). Overcoming these requires additional work and effort: building bridges over open channels, increasing the number of tractors per unit of cargo transported. Temporary seasonal watercourses are making more serious adjustments to work at the Russian Antarctic station Novolazarevskaya. Here, during the period of intense summer melting, the operation of the runway on the glacier dome is interrupted, and the route of the inland traverse from the station to the temporary fuel base on the shelf glacier barrier changes significantly (R.V. Vandyshev, A.V. Mirakin, personal communication). Repeated cases of heavy equipment getting stuck in snow swamps in the area of the road connecting the Maitri (India) and Novolazarevskaya stations with the runway are known (R.V. Vandyshev, personal communication).

We mention the temporary seasonal watercourses formed during the summer period among the dangerous hydrological objects encountered during work in Antarctic oases, but we will not consider them in detail. The mechanism of their formation does not raise any questions, nor do the techniques of forecasting and mapping. Within the framework of this work, let us concentrate on the classes of objects and phenomena described further.

2. Reservoirs partially or completely covered by ice (subglacial, intraglacial, covered by thick lake ice). The presence of such objects, especially if their existence is unknown, is generally a

significant source of risk when working on glaciers. Even reservoirs covered by strong glacial ice can be unstable bodies of water. If there is constant movement of heavy tractors and towed equipment on the surface of the lake and the ice layer covering the lake is heavily watered, it is possible for the equipment to fall through the ice. As an example of such an incident, we can cite an event that occurred in February 2021 at the Novolazarevskaya station, where a heavy tractor ATT fell through the ice of the Topographov Lake and rapidly sank (Boronina et al., 2022).

It is not indeed uncommon for lakes hidden beneath the ice to be completely or partially invisible from the surface. To confirm this, let us look at the illustrations in Fig. 1. All the objects shown in the figure are described in detail in Chapter 3.

Fig. 1a shows the contour of the subglacial part of Progress Lake, the second deepest lake in Larsemann Hills. The existence of a water-filled subglacial cavity here was first revealed by the author of the thesis in February 2019, and in 2020 it was confirmed that this cavity is a subglacial continuation of Progress Lake. Fig. 1b and Fig. 1c show the contours of two minor subglacial lakes studied by the author during the fieldwork of the 68th RAE. These three objects differ in the origin and strength of the overlapping ice, in their size, and in the degree of danger they pose to logistical operations. What they have in common is that they are not visually detectable.

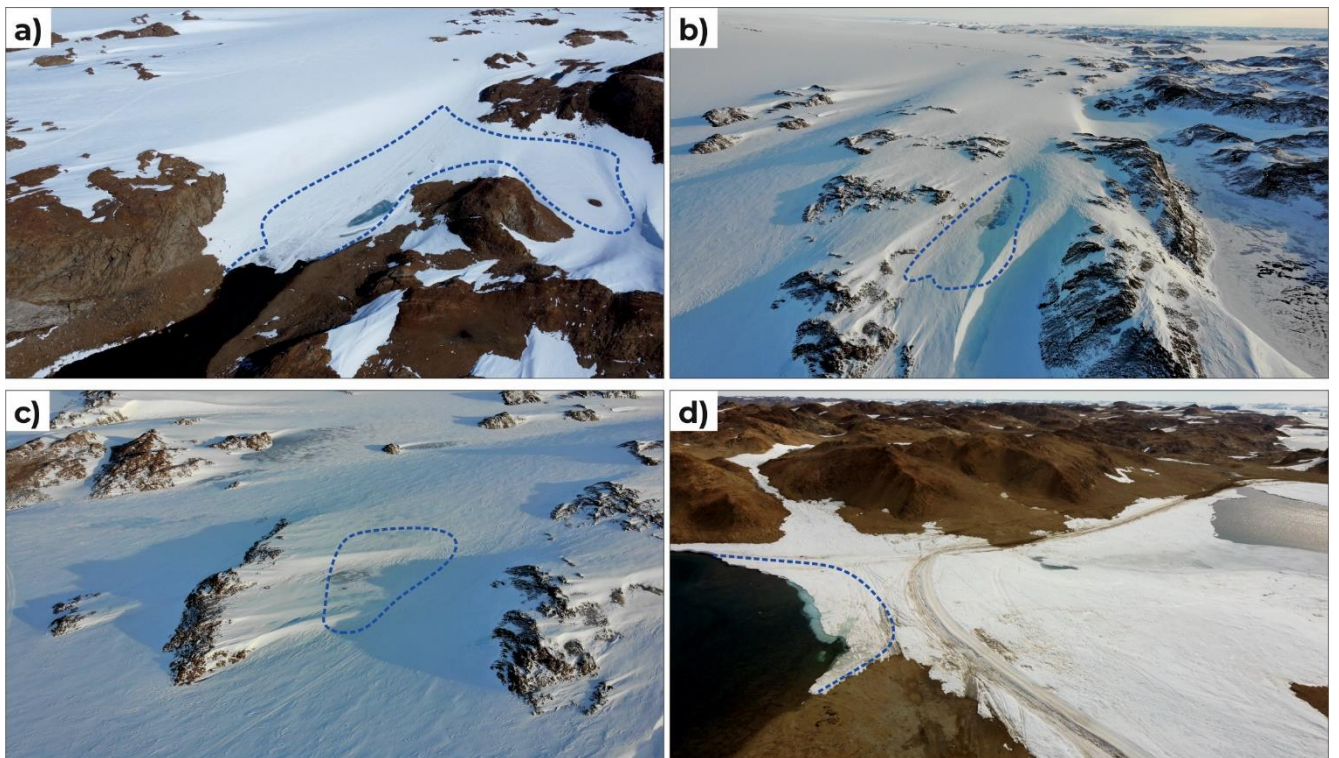


Fig. 1. Lakes of the Larsemann Hills, partially or completely covered by ice

The dotted line shows on section a – the subglacial western part of Progress Lake (19.01.2023), on section b – the contour of Antares Lake (29.03.2023), on section c – the contour of Prince Eugene Lake (29.03.2023), on section d – the position of the water edge in the ice-covered northeastern part of Progress Lake (02.02.2022). Photos taken with the DJI Mavic Mini UAV

Another case is considered in Fig. 1d. The overview image shows the northeastern part of Progress Lake, which is bounded by a snow-ice dam. The summer route for the movement of heavy vehicles runs along the dam. In this case, the threat is posed by the advancing front of Progress Lake, the true position of which cannot be determined visually through the thickness of the snow and ice. If the water from the lake reaches the road, there is a risk of the road being washed away and the vehicle falling into the lake. Therefore, in this case, the risk factor is also the presence of a thick ice cover on the lake, even partial.

3. Glacial lake outburst floods. In world practice, formation of powerful and destructive water flows and mud flows, characteristic of mountainous areas, are referred to the most dangerous consequences of glacial lake outburst floods. The formation of outburst floods is also characteristic of lakes of Antarctic oases, but the characteristics of the water bodies determine (and often bring to the fore) other dangerous consequences.

3.1. Formation of hidden channels and cavities in the body of glaciers and snowfields

The author's long-term observations of the water bodies of the Larsemann Hills indicate that a specific breakthrough scenario is characteristic of a number of lakes dammed with snow-ice dams: at the initial stage of the flood, during the first 1-2 days, the channel of lake water runoff is formed inside the snowfield, while the surface of the dam remains undisturbed. This is especially typical for lakes Progress, Sibthorpe, Discussion, LH-59, Kolskoe, as well as many small reservoirs (Grigoreva et al., 2021c; Field report ..., 2019; Field report ..., 2020).

Fig. 2a shows the channel of the Discussion Lake outburst flood one day after the beginning of the flood in the season of the 65th RAE. A snow bridge is partially preserved above the tunnel in the body of the snowfield.

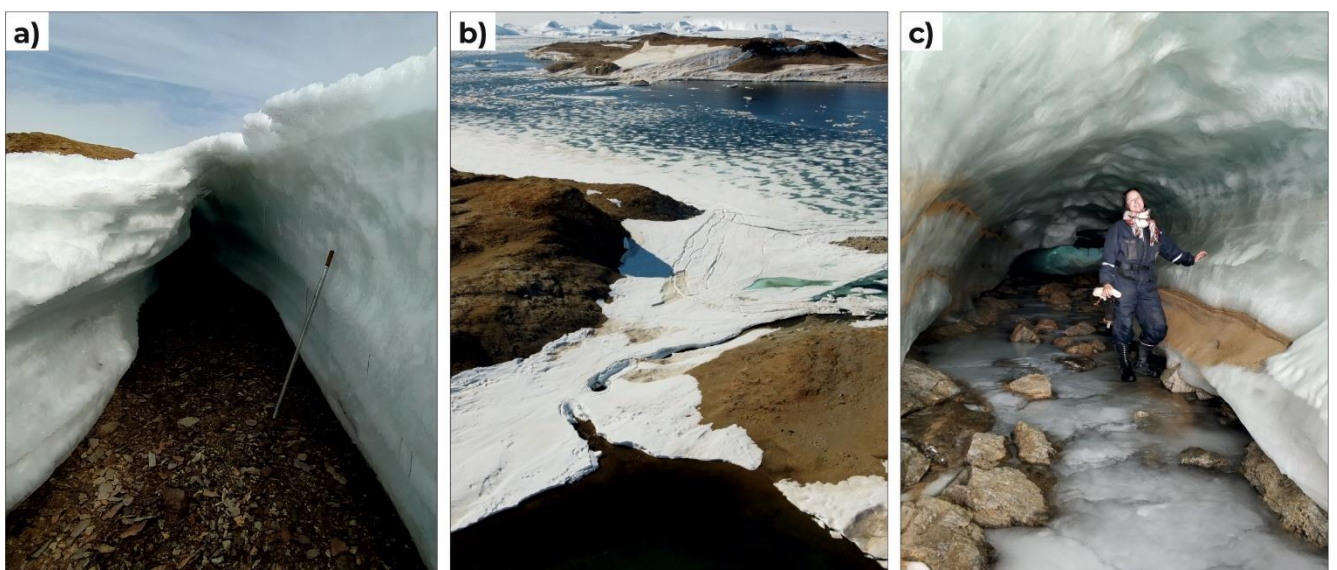


Fig. 2. Outburst channels of lakes of Larsemann Hills

- a – the channel of the Discussion Lake outburst flood, the first day of the breakthrough (20.12.2020);
- b – the channel of the Discussion Lake outburst flood, three weeks after the breakthrough (16.01.2022);
- c – the channel of the Lake LH-59 outburst flood (28.02.2020).

In addition, depending on the conditions of a particular field season, the bridge may partially preserve for several weeks after the active flood stage (Fig. 2b).

In some cases, the channels created by the water flow during the breakthrough reach significant sizes (Fig. 2c). Huge cavities, invisible from the surface and covered by a thin snow bridge, undoubtedly represent a danger if they are located in areas where heavy vehicles are being used.

3.2. Subsidence of glacier sections due to outburst floods of englacial or subglacial reservoirs

Listing the dangerous hydrological objects of Antarctic oases, we marked out among them ice-covered lakes that are not visible from the surface. Their very presence in areas where work with heavy vehicles is performed is a dangerous factor, but we face even greater risks if such lakes are outburst-likely. If an englacial or subglacial lake breaks through and then empties, it is not impossible that the part of the glacier that overlaps the surface of the lake will collapse. Such an event occurred in January 2017 in the area of the Russian Antarctic Progress Station (Popov et al., 2017). Let us consider this process in detail, taking into account the results of studies carried out in the following years (Field Report..., 2020; Boronina et al., 2021):

I. For a long time, a hidden subglacial Lake Dǎlk exists in the western part of Dǎlk Glacier (named after (Boronina et al., 2021)), the location is shown in Fig. 3a). It is not marked on topographic maps of the area and its existence is unknown. Analysing the retrospective satellite images of the Google service, it can be noted that in some years the position of the Lake Dǎlk was marked by the zones of intense watering of the glacier surface (Fig. 3b, c), however, it would be unreasonable to assume the existence of a subglacial reservoir solely on the basis of the presence of irrigated areas.

II. In the season of the 62nd RAE, on 28 January 2017, an outburst flood of Boulder Lake located to the south begins (A.V. Mirakin, personal communication; see location in Fig. 3a). The water masses of Boulder Lake flow into Ledyanoe Lake and, further north, overflow Lake Dǎlk.

III. As a result of the overflow of Lake Dǎlk, its breakthrough occurs, while the water flows through intraglacial channels and/or a system of glacial crevasses (according to eyewitness accounts and photo and video material provided by them, surface discharge from Lake Dǎlk was not observed).

IV. After Lake Dǎlk has emptied, the ice layer above it subsides under its own weight. An extensive sinkhole forms in the glacier, partially destroying the route that previously ran along the surface of the lake. The dimensions of the sinkhole are 183×220 m, the area is 40 260 m², the volume is 884 013 m³ (Popov et al., 2017).

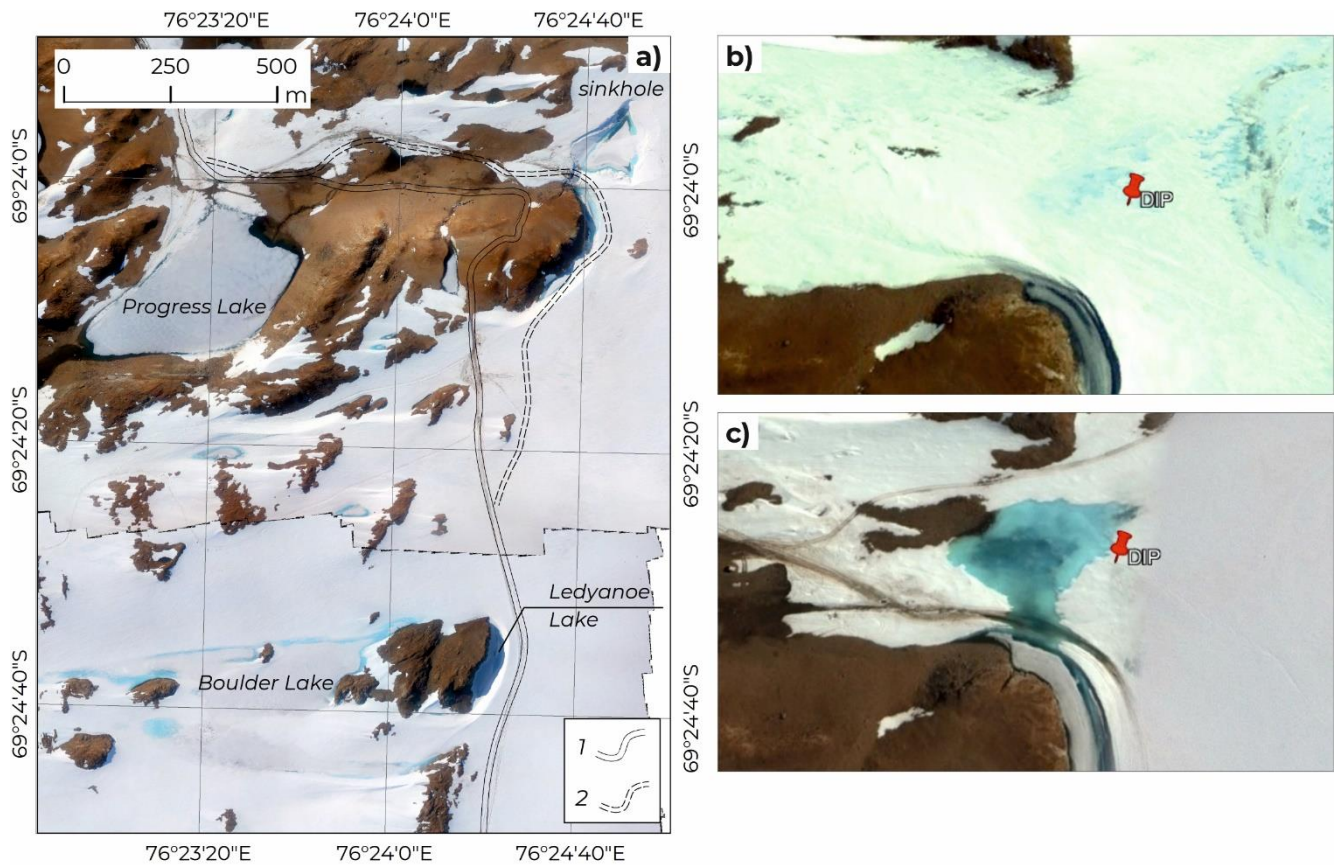


Fig. 3. On the question of the formation of a depression in the Dalk Glacier
 a – layout scheme (orthophoto of 28.12.19); b – fragment of a satellite image of 12 March 2004; c –
 fragment of a satellite image of 18 November 2011

Legend for section a: 1 – the current route of transport vehicles movement; 2 – the route destroyed during the formation of the sinkhole

The sinkhole existed as an open depression for the next three years (Fig. 4a) until the next outburst flood of Boulder Lake, which occurred on 8 January 2020 and was observed in detail by the author of this work (Field Report ..., 2020). As a result of the influx of water masses of Boulder Lake, the sinkhole filled (Fig. 4b, c) and then began to overflow in a northeast direction (Fig. 4d), with the flow observed at the surface for the first 400 m and then probably migrating through a system of open crevasses. The end of the outburst flood of Boulder Lake was marked on 1 February 2020. At the same time, the sinkhole is covered with ice (Fig. 4e), the thickness of which increases to 3,5 m by the season of the 68th RAE (2020/2021). To date, the sinkhole is filled with water and, as before the 2017 outburst flood, covered with a thick ice layer, remaining invisible from the surface.

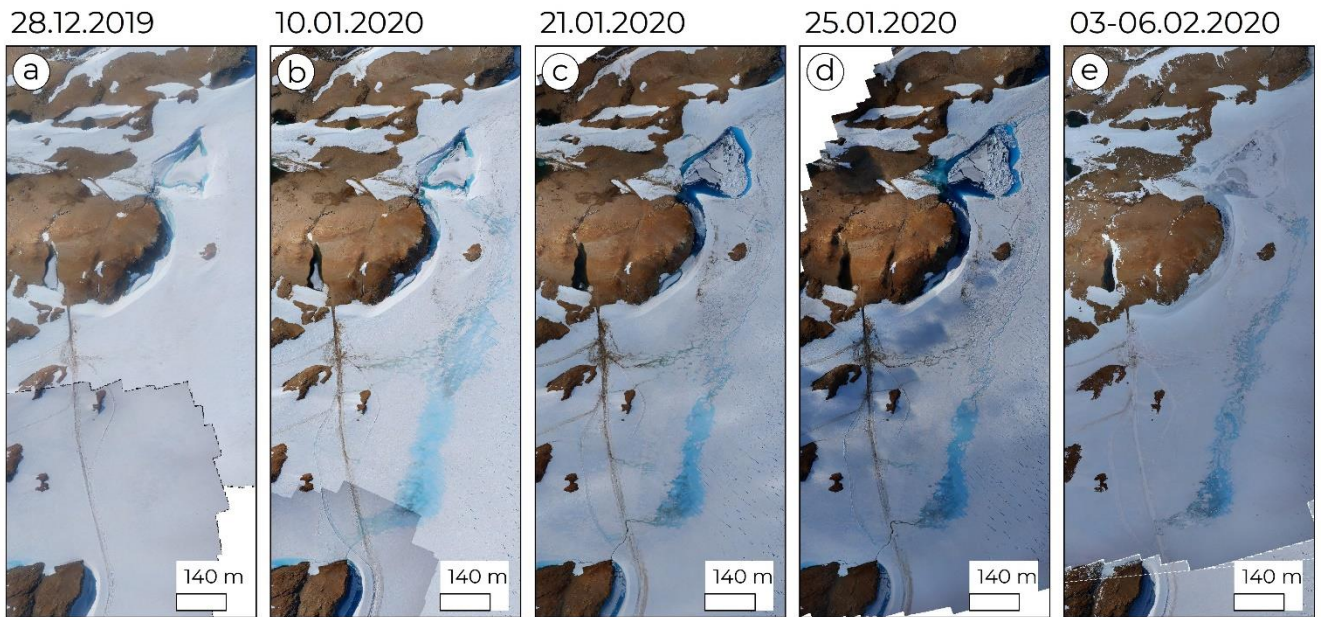


Fig. 4. Evolution of the sinkhole in the Dalk Glacier during the 65th RAE field season.

1.3. Larsemann Hills: a brief description of the main study area

The Larsemann Hills oasis was discovered on 21 February 1935 by a Norwegian expedition led by L. Christensen (Sokratova, 2008). It is located on the coast of Pruds Bay, Sodrzhestva Sea, on the f Ingrid Christensen Coast (Princess Elizabeth Land, East Antarctica; see location in Fig. 5a). The oasis covers an area of about 40 km² and includes two large peninsulas, Broknes and Stornes, and about 130 islands (Fig. 5b). It is bordered by the Dalk outlet glacier in the southeast and by the continental glacier dome in the south. The relief of the oasis is undulated, rugged and characterised by the presence of a large number of individual hills, whose height above sea level reaches 162 m (Blundell Peak). The geological formations are mainly represented by intensively weathered Meso- and Neoproterozoic gneisses and products of their destruction, subject to intensive nival processes (Carson et al., 2007); moraine deposits are practically absent, except for rare erratic boulders (Gillieson et al., 1990). In the valleys between the hills, Quaternary deposits are developed, represented by loose sediments of mainly sandy-gravelly dimensions.

The climatic conditions of the oasis are quite mild. According to data of the meteorological station at the Russian Antarctic Progress Station, the average annual air temperature is -9.8°C, and the average annual wind speed is 6.7 m/s (http://www.aari.aq/stations/progress/progress_ru.html). In summer, the diurnal variation of wind direction and speed is characteristic. At night there is usually an easterly wind with gusts of up to 10 m/s or more, then in the second half of the day it weakens considerably and can change direction to the west and south-west. Precipitation in the area of the station is mainly in the form of snow, in summer in the form of grains of snow, and very rarely in the form of rain. The average annual precipitation, according to data for 2004-2019, is 180 mm.

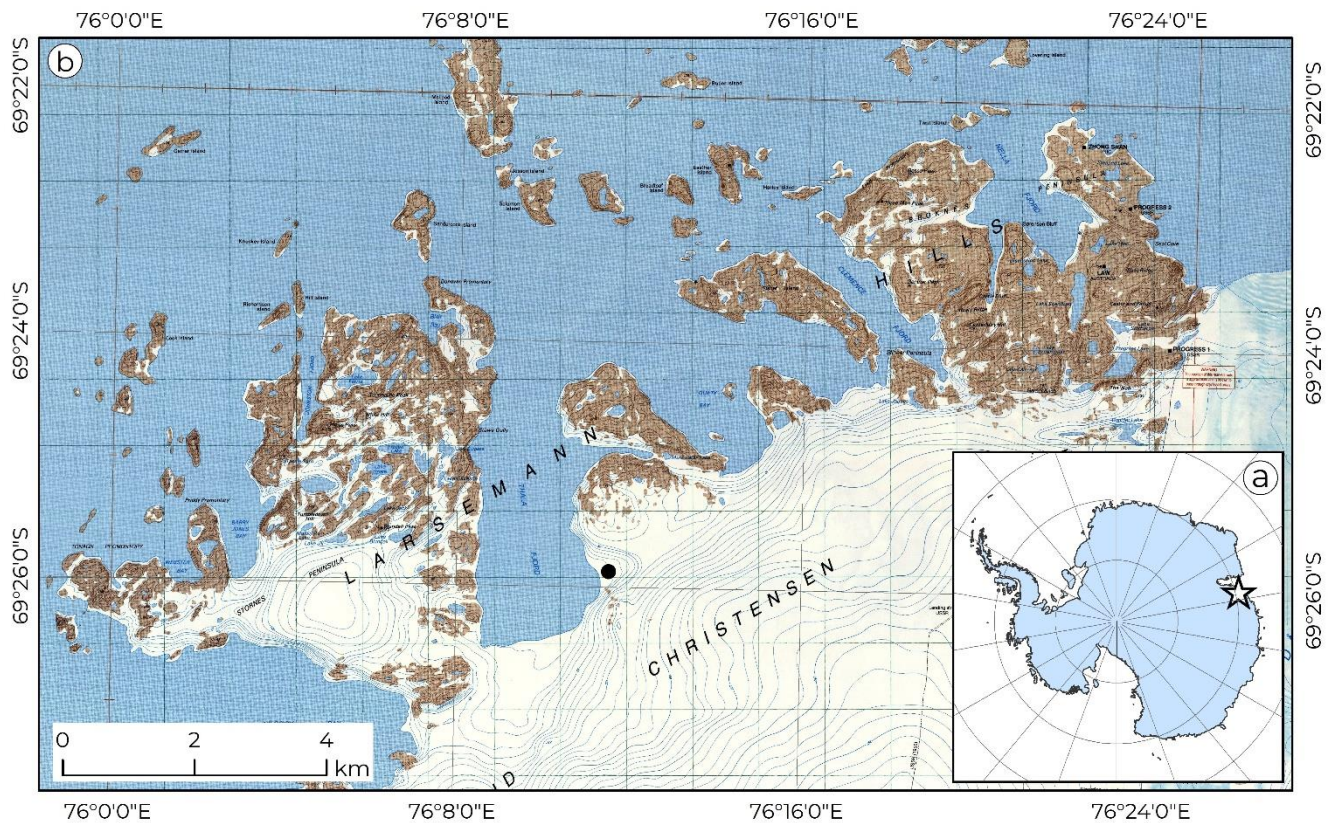


Fig. 5. Layout scheme (a) and schematic map (b) of the Larsemann Hills oasis (Australian Antarctic Division, 1991).

More than 150 freshwater lakes are known within Larsemann Hills. The most systematic description of these, including the main morphometric characteristics, is given in the Atlas compiled on the basis of the results of the Australian Antarctic Expedition (Gillieson et al., 1990). More detailed information on the structure and hydrological regime of some of these reservoirs are stated in modern research materials. Thus, to date the lakes of the Broknes peninsula have been studied quite extensively. It is this exactly that part of the oasis where the largest and deepest reservoirs of the oasis are known: Progress Lake (the largest water surface area given in publications is estimated at 203,6 thousand m^2 (Grigoreva et al., 2023), the maximum depth is 42 m (Pryakhina et al., 2020b)), Scandrett Lake (water surface area is 157,9 thousand m^2 , maximum depth is 17,6 m (Boronina et al., 2019)), Boulder Lake (water surface area is 194,9 thousand m^2 , maximum depth is 45 m (Boronina et al., 2021)). The remaining lakes of the oasis are characterised by shallow depths not exceeding 9 m (Artamonova et al., 2019).

The hydrological regime of the lakes of oasis is seasonal and varies slightly from year to year, depending on the meteorological conditions of the concrete year. Many of the lakes are completely free of ice during the warm season, while others retain ice on part of their surface throughout the summer. There are also known lakes within the oasis that are covered by strong perennial lake ice and never open, except at the edges in the coastal part. Thus, during the 67th RAE season, by the end of December 2021 – beginning of January 2022, lakes Stepped, Low, Reid, LH-59, Discussion, LH-73 were

completely freed from ice. By the middle of February 2022, active formation of young ice began on them. By the end of the warm season, areas of unmelted ice remained on Scandrett, Progress and Sibthorpe lakes. An example of a reservoir that never opens from the ice cover Boulder Lake can be listed (Field Report ..., 2022).

The lakes are fed during the short period of melting of snowfields and glaciers, usually from December to February (Kuznetsova et al., 2021). The outflow of the reservoirs can also vary depending on the conditions of a particular season. The small Lake Low is always closed; the Stepped and Reid Lakes may remain closed in different years, or they may discharge by water filtering through the rocky side of the basin. An open stream is almost always formed in summer from the large Scandrett Lake, as well as an open and/or underground stream from Kolskoe Lake (Grigoreva et al., 2022). Finally, some of the lakes in the oasis are characterised by periodic outburst floods. They are observed annually on the cascade of lakes LH-59 – Discussion, once every few years - on the systems Progress – Sibthorpe (Grigoreva et al., 2021a, b) and Boulder – Ledyanoe.

Scientists' interest in studying the outburst-likely lakes of Larsemann Hills was largely sparked by the formation of a sinkhole in the western part of the Dǎlk Glacier – a truly unique phenomenon. Since 2017, systematic long-term work has been carried out here. The results of these studies made it possible to study or refine the morphometric characteristics of some lakes (Boronina et al., 2019; Grigoreva et al., 2022), to assess the dominant factors of surface inflow formation (Kuznetsova et al., 2021), to proceed to a formal description of the mechanisms of outburst floods (Pryakhina et al., 2020b).

As is often the case, the motivation for studying outburst floods of the oasis is multifaceted and largely driven by applied tasks. Within the Larsemann Hills the wintering stations Progress (Russia), Chshunzhan (China), Bharati (India) and the Low-Rakovita field base (Australia and Romania) are located. Work to supply them runs from November to March and involves a significant amount of ground cargo handling. This area is also the origin of the inland traverses that ensure the vital activity of the inland Antarctic stations Kunlun (China, temporarily mothballed) and Vostok (Russia). The start of construction of a new wintering complex at Vostok Station has placed an additional strain on the transport infrastructure facilities in and around the oasis: thus, during the seasonal operations of the 67th RAE (2021/2022), 4,953 m³ of diesel fuel and approximately 7,000 tonnes of cargo destined for construction works were received near the Progress station. A tight work schedule and a high level of responsibility dictate strict requirements for the safety of transport operations. From this point of view, identification and forecasting of dangerous hydrological objects and phenomena is an urgent and purely applied task.

On the other hand, the outburst-likely lakes of Larsemann Hills are convenient and interesting objects from the point of view of basic science. They are easily accessible, which makes it easy to bring all the necessary scientific equipment to the work sites; they are well studied at a fundamental level,

thanks to the work of the predecessors, which allows us to focus exclusively on the aspects of their hydrological regime that interest us. It is also important that, over many years of observation, lakes have been identified for which annual outbursts are most likely. At such sites it is convenient to carry out experimental monitoring works aimed at a comprehensive study of the evolution of outburst floods.

Chapter 2. Justification of geophysical research methods

The main objects of research in the framework of the thesis are glacial lakes, and the main environments studied are lake water, snow and ice. This chapter gives a brief description of the properties of these media, which are fundamental for carrying out geophysical work, and the justification of the geophysical methods involved, taking into account the specificities of the objects and phenomena studied.

2.1. Characteristics of the media being investigated

Hydrochemical and hydrophysical characteristics of lake water

The hydrochemical and thermal regimes of lakes, i.e. the variations in temperature, mineralisation and pH of lake water, are the most important features in the design of geophysical surveys. For the reservoirs considered in the thesis, we will characterise them according to the data of the 67th RAE (2021/2022), 68th RAE (2022/2023) and according to literature data. The Ultrapen PT1 multimonitor (Myron L Company, USA) was used to determine water parameters in the field. The accuracy of the instrument is $\pm 0.1^\circ\text{C}$ and $\pm 1\%$ of mineralisation readings.

Table 1. Characteristics of water of some lakes of Larsemann Hills

Lake name	<i>Field observations during the 67th u 68th field seasons</i>						<i>1</i>	<i>2</i>
	<i>Observation period</i>		<i>Water temperature, °C</i>		<i>Salinity, mg/l</i>		<i>pH</i>	<i>pH</i>
	<i>Start</i>	<i>End</i>	<i>Min.</i>	<i>Max.</i>	<i>Min.</i>	<i>Max.</i>		
LH-59	07.12.21	18.02.22	1,5	10	60	130	6,4	-
Discussion	07.12.21	18.02.22	2	9	62	160	6,6	6,13
Progress	09.12.21	18.02.22	0,2	10,2	10	80	6,68	5,89
Sibthorpe	14.12.21	18.02.22	0,5	12	64,5	81	6,4	5,77
LH-73	07.12.21	13.02.22	1	7,2	50	129	7,21	6,26
Lucia*	07.12.21	13.02.22	0,5	2,0	4	51	-	-
Boulder	Single measurement 11.12.2021		0,5		24,8		-	6,20
Antares**	Hydrochemical gage point 30.03.2023		0,1	0,5	25,9	32,9	-	-

1 – (Gillieson et al., 1990); 2 – (Boronina et al., 2019)

**working name, not approved at the topographic maps; acts as a part of the subglacial part of Progress Lake (see details in paragraph 3.1)*

*** working name, not approved at the topographic maps*

According to the data in Table 1, the temperature of lake water is generally quite low. The maximum measured value is $10,2^\circ\text{C}$, although it should be taken into account that the measurements were made in a well-heated near-surface layer of water at water gauging stations located in the coastal parts of the lakes. The water of Lakes Lucia, Boulder and Antares which are covered with perennial ice is characterized by the lowest temperature ($0,1 - 2,0^\circ\text{C}$). These lakes are also characterised by the lowest salinity rates.

The salinity of the water in the other lakes, although it varies during the summer period, does not exceed 160 mg/l , i.e. the water in them is ultra-fresh to moderately fresh. It is worth mentioning that

there are lakes in the oasis where the water salinity reaches significantly higher values: Lake Low (1892 mg/l), Lake Reid (871 mg/l), but they are not considered within the framework of this work.

According to (Gillieson et al., 1990), the average pH of the lake water for the oasis is 6,86; the average for the Broknes peninsula is 6,83. The pH values for specific lakes of interest in the context of this work are shown in Table 1 and vary from 6,4 to 7,21. These data differ from later materials obtained by A.S. Boronina during the work of the 63rd RAE: for each of the lakes considered, the value of the hydrogen index according to (Boronina et al., 2019) is lower than the values shown by (Gillieson et al., 1990). The reason for this discrepancy could be the seasonal variability of the hydrochemical characteristics of the water, but it is impossible to confirm this hypothesis, since in the publication (Gillieson et al., 1990) we do not find information about the exact time of the field work. Nevertheless, it can be concluded that, in general, the waters of the lakes studied are slightly acidic or neutral.

Physical parameters of snow

The key physical parameters of snow for geophysical work are density and humidity. Let us estimate the variations of these values using the example of data obtained in snow pits during the 65th RAE season (2019/2020) near Progress Lake on 10.12.2019 (Fig. 6a) and Lake LH-59 on 20.12.2019 (Fig. 6b). At Progress Lake, the pit was located within the location of last year's outburst channel, which was covered by snow over the winter, and at Lake LH-59 on a perennial snowfield.

In both pits, density and moisture decrease with depth – in the pit near Progress Lake this trend is more pronounced, in the pit at Lake LH-59 less so. The maximum, minimum and average values of both parameters are close enough for both sites (Table 2). It is the similarity of the density values that is particularly noteworthy. The Progress pit was located within an annual snow layer, and at Lake LH-59 - within a perennial snow field.

Table 2. Values of density and volume humidity in snow pits

<i>Location</i>	<i>Density, g/cm³</i>			<i>Volume humidity, m³/m³</i>		
	<i>Max.</i>	<i>Min.</i>	<i>Avg</i>	<i>Max.</i>	<i>Min.</i>	<i>Avg</i>
<i>Progress Lake</i>	0,68	0,24	0,45	0,13	0,07	0,10
<i>Lake LH-59</i>	0,76*	0,34	0,49	0,16	0,09	0,13

**dense crust of firnised snow*

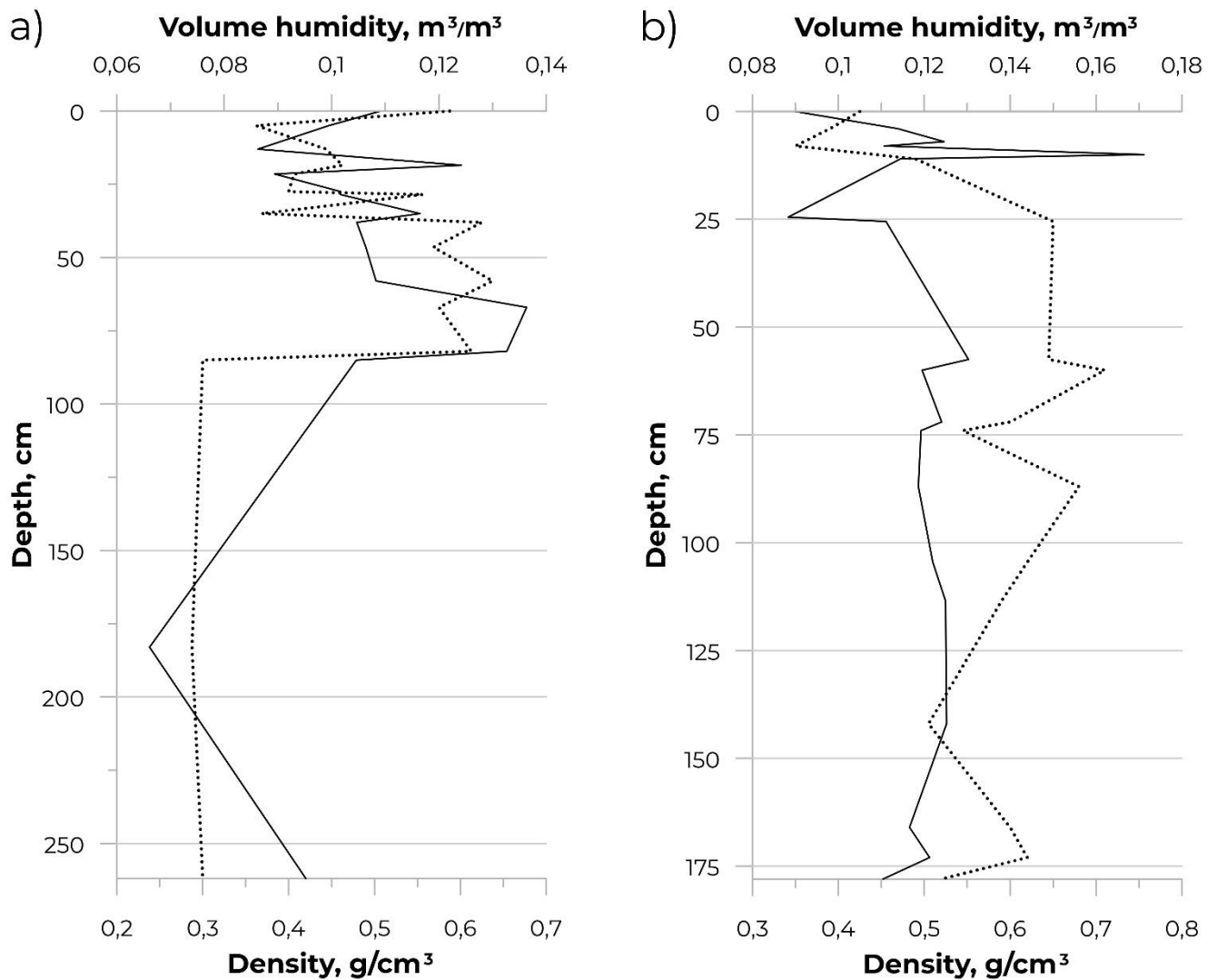


Fig. 6. Density and volume humidity of snow in the pits at Lake Progress (a) and Lake LH-59 (b)

Solid line shows density, dashed line shows volume humidity

It is important to note that the characteristics of the snow cover change with the onset of the warm season – see, for example, the results of observations in a snow pit on the dam of Progress Lake in the 67th RAE season (2021/2022). For technical reasons, no humidity measurements were made during this field season. The observed changes in temperature (Fig. 7a) and density (Fig. 7b, c) are available for analysis.

The temperature in the pit increases continuously during November-December: on 09.11.2021 the average value is -10,4 °C, on 20.11.2021 it increases to -7,6 °C and on 02.12.2021 it is -5,4 °C. At the same time, the pronounced deep temperature variability appears at the beginning of December; it becomes less pronounced in the middle of the month and finally practically disappears on 21 December 2021. At the end of December, the temperature profile is completely positive, with an average temperature of +0,65°C.

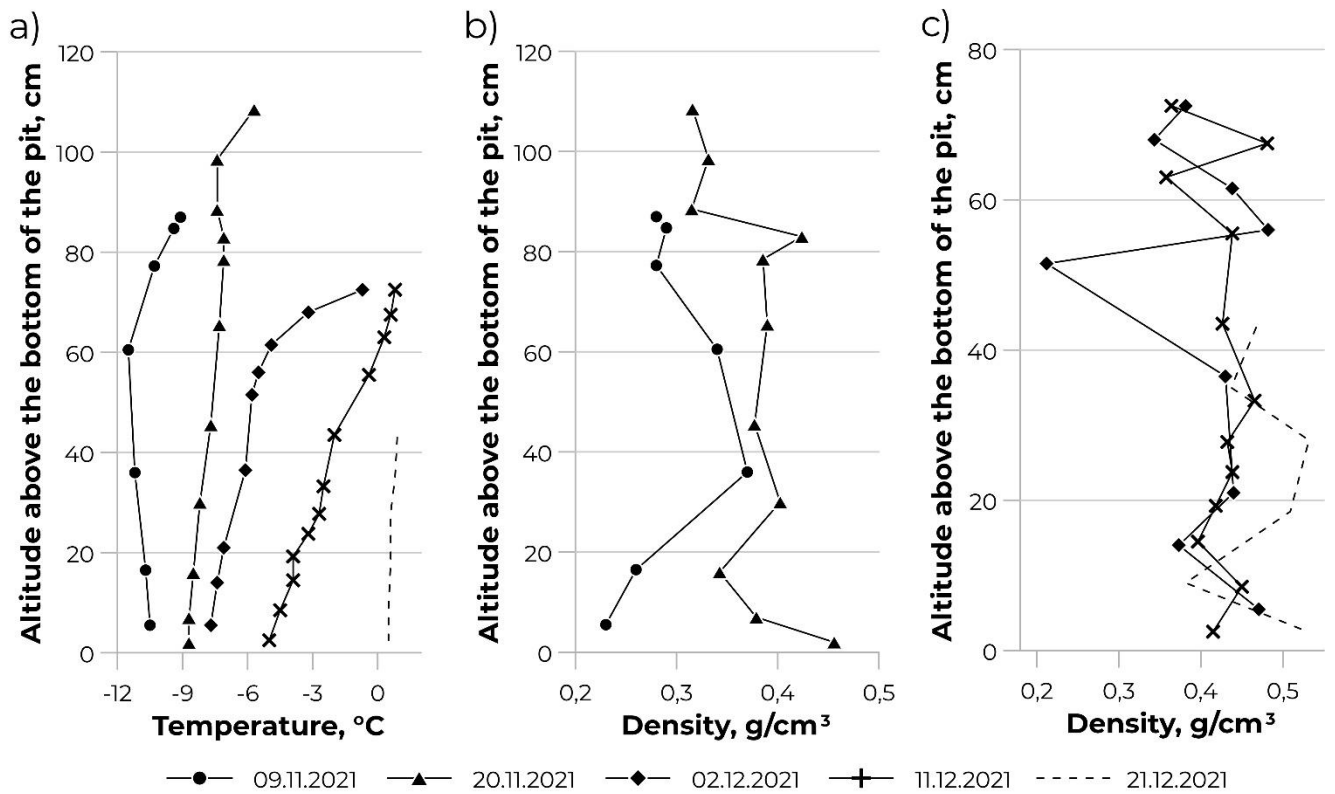


Fig. 7. Intra-seasonal changes in temperature and snow density in the pit at the Progress Lake
 a – change in temperature distribution with depth; b – change in density distribution with depth in November 2021; c – change in density distribution with depth in December 2021

The distribution of the density over the depth during the season is uneven. Nevertheless, the average density value during the observation period increases from $0,29 \text{ g/cm}^3$ on 09.11.2021 to $0,48 \text{ g/cm}^3$ by the end of December 2021. It is clearly visible how the snow thickness in the pit decreases during the season.

Physical parameters of the ice

The study of the properties of ice has been carried out to a much lesser extent than the study of the properties and variability of the snow cover. This is due to the fact that the snowy environment is a) more sensitive to meteorological conditions; b) plays a decisive role in the outburst floods of lakes through snow-ice dams. The characteristics of the ice in the working area are considered briefly and according to literature data.

As part of the seasonal work of the 63rd RAE (2018/2018), drilling was carried out in the western part of the Dalk Glacier with the selection and description of ice cores up to a depth of 5 m (Sukhanova et al., 2020). The ice temperature at this location varied from $-4,5^\circ\text{C}$ to 0°C , with the maximum value reached at a depth of 0,5 m. Up to a depth of 3,7 m, the temperature values decreased to $-4,5^\circ\text{C}$ and then stabilised around the -3°C mark. Ice density ranged from 0,8 to $0,95 \text{ g/cm}^3$. Similar data were obtained during core sampling to the south, near Boulder Lake (Popov et al., 2018). Further calculations based on the obtained density values showed that the average value of the relative permittivity of the ice within

the site was 3,13 units, which is in good agreement with generally accepted values. The author subsequently used this value when processing the GPR data, in case if it was not possible to determine it locally and more reliably.

2.2. The GPR method: peculiarities when studying glaciological objects

Relative permittivity

The main parameter of the medium that determines the kinematics of the fields in wave geophysics is the speed of wave propagation. In the study of non-magnetic media with electrical resistivity exceeding $10 \text{ ohm} \times \text{m}$, the speed of the electromagnetic wave V depends only on the relative permittivity ε (Vladov, Sudakova, 2016) and is determined by the equation (1):

$$V = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon}} \quad (1)$$

where c is the speed of light in a vacuum.

Let us consider the methods of estimating the relative permittivity (and/or the velocity of an electromagnetic wave in a medium) used in the research carried out.

1. Calculation methods

According to the tabular data, the standard values of relative permittivity for ice are 3-4 units, the generally accepted value for water is 81 units. (Vladov, Sudakova, 2016). In reality, however, we face with more complex dependencies determined by the physical and chemical parameters of the studied layers.

Relative permittivity of water

In the context of the work carried out, we are dealing with glacial lakes, the water of which is fresh or ultra-fresh, and therefore has extremely low values of electrical conductivity (for the studied objects it does not exceed $329 \text{ } \mu\text{S/cm}$ – measurements were made during the 67th RAE season, not published), and the amount of dissolved impurities is small. Consequently, the main parameter determining the relative permittivity in this case will be the water temperature T (Finkelshtein et al., 1977). This dependence is described by experimental relations 2 (Ray, 1972) and 3 (Cherniak, 1987):

$$\varepsilon = 78,54[1 - 4.579 \times 10^{-3}(T - 25) + 1.19 \times 10^{-5}(T - 25)^2 - 2.8 \times 10^{-8}(T - 25)^3] \quad (2)$$

$$\varepsilon = \frac{80}{[1 + 0.0048(T - 20)]} \quad (3)$$

Let us use these dependencies to estimate the possible values of the relative permittivity of the water contained in the lakes studied (Table 3).

Table 3. Calculation of the relative permittivity as a function of the water temperature values observed in the lakes studied

<i>Температура воды, °C</i>	<i>ε по соотношению (2)</i>	<i>ε по соотношению (3)</i>
0	88,11	88,50

Continuation of the Table 3

5	86,11	86,21
10	84,141	84,03

It can be seen that the above formulas give similar results (in the research the author used Chernyak's formula more often because of its simpler and more convenient form). When studying subglacial lakes and lakes covered with a thick layer of lake ice, we assume that the water temperature in them is close to 0°C. Therefore, if it is not possible to determine the relative permittivity by field methods, we assume that $\varepsilon = 88.5$ units corresponds to the water column of such objects.

Relative permittivity of ice, firn and snow

According to (Glazovskiy, Macheret, 2014), in the range of 1-1000 MHz, the relative permittivity of warm ice depends mainly on its water content (and when working in and near Antarctic oases, we usually encounter warm ice). The dependence of the relative permittivity of two-component mixtures, where the solid phase is ice, snow or firn and pores are filled with water, on the water content is described by formula 4 (Looyenga, 1965):

$$\varepsilon = \left[\varepsilon_{sol.ph.}^{\frac{1}{3}} + W \left(\varepsilon_B^{\frac{1}{3}} - \varepsilon_{sol.ph.}^{\frac{1}{3}} \right) \right]^3, \quad (4)$$

where $\varepsilon_{sol.ph.}$ is the relative permittivity of the solid phase, ε_w is the relative permittivity of water, W is the water content.

For example, taking $\varepsilon_{sol.ph.} = 3,13$, $\varepsilon_w = 88,5$, $W = 0,05$, we get the value of $\varepsilon = 4.19$ units for a moistened two-component mixture. The relative permittivity of snow with a density of 0.29 g/cm³ and volume humidity of 0,10 m³/m³ is 3,29 units.

For cases when the section is composed of dry snow/firn/ice, the value of the relative permittivity depends mainly on the density ρ [g/cm³] and is approximated by a number of simple ratios 5 (Robin et al., 1969), 6 (Robin, 1975), 7 (Covacs et al., 1993), 8 (Frolov, Macheret, 1999):

$$\varepsilon = (1 + 0,85\rho)^2 \quad (5)$$

$$\varepsilon = (1 + 0,848\rho)^2 \quad (6)$$

$$\varepsilon = (1 + 0,845\rho)^2 \quad (7)$$

$$\varepsilon = (1 + 0,857\rho)^2 \quad (8)$$

When calculating the relative permittivity of snow, firn and ice from density data, the author has most often used Covacs formula (7).

2. Comparison of drilling data and GPR data

The propagation of electromagnetic waves in a medium obeys the principles of geometrical optics. Therefore, the average speed of propagation of the radio wave ρ can be determined using the formula (9):

$$V = \frac{2H}{t \cos \alpha} = \frac{2H}{t_0}, \quad (9)$$

where H is the vertical depth to the target boundary, α is the angle of inclination of the boundary, t is the delay time of the reflected signal from the target boundary measured at the wellhead, t_0 is the shortest delay time of the reflected signal from the target boundary measured at the wellhead.

In the software processing environment, drilling data can be taken into account by selecting the value of the relative permittivity/velocity and comparing the thickness of the layer obtained with this value to the drilling data.

3. Estimation using diffracted wave hodographs

Diffracted waves are scattered waves from local inhomogeneities that contrast in velocity parameters with the host medium. Examples of objects that generate diffracted waves when working on glaciers are moraine inclusions, anthropogenic objects, glacier crevasse walls, etc. The hodograph of the diffracted wave is a hyperbola symmetrical to the projection of the diffraction point on the profile line. Its equation in the general case is (10):

$$t = \frac{\sqrt{h_0^2 + x_0^2}}{V} + \frac{\sqrt{(x - x_0)^2 + h_0^2}}{V}, \quad (10)$$

where t is the time of arrival of the wave at the observation point, h_0 is the depth from the diffraction point to the point of its projection on the surface, x_0 is the horizontal distance from the source to the point of projection of the diffraction point on the surface, V is the velocity of the wave in the medium.

In the case of a combined transmitter and receiver (and when using the GPR method we usually assume that the transmitter and receiver are combined), the hodograph equation takes the form (11):

$$t = \frac{2\sqrt{x^2 + h^2}}{V}. \quad (11)$$

The wave velocity in the medium can then be determined from (12):

$$V = \frac{2\sqrt{x^2 + h^2}}{t}. \quad (12)$$

When processing GPR data to determine the velocity (and relative permittivity) according to the hodograph of the diffracted wave, the theoretical hyperbola calculated by the software is combined with the observed one, achieving their coincidence. It is important to note that this method gives us the average velocity of the entire layer above the diffraction point and not of a specific layer.

The above list of methods for determining relative permittivity is not exhaustive and includes only the basic methods used by the author in the work carried out. In particular, methods such as tilt

sounding, radar logging and borehole transmission are not considered. They are covered in detail, both from a theoretical and practical point of view, in fundamental generalising works (Macheret, 2006; Glazovskiy, Macheret, 2014).

Let us summarise the main provisions concerning the methods for determining the velocity parameters of the studied media in the context of the studies carried out:

-For the correct use of the calculation methods, it is necessary to know the main parameters of the media: temperature and electrical conductivity for water, humidity and/or density. for snow, ice and firn

-The correct way to determine the relative permittivity is to calculate the diffracted wave hodographs. The limitations of this method include the following: (1) good accuracy requires processing a large number of hodographs; (2) hodographs should be pronounced, with long symmetrical branches.

-Boreholes with depth measurements seem to be the most accurate way to determine the velocity parameters of the medium. However, it is important to understand that even within a small study area, there may be significant spatial variability in the properties of the sampled layers, which will affect the values of the relative permittivity. The simplest example is the presence of local waterlogged zones.

The resolution of GPR method

Vertical resolution is the minimum distance at which two reflecting objects or their details can be distinguished. It is commonly defined as a value between $\frac{1}{2}$ and $\frac{1}{4}$ of the wavelength λ .

Let us theoretically calculate the resolution values when studying snow and ice with antenna units operating at different frequencies (Table 4).

Table 4. The resolution of the GPR method when operating at different frequencies in snow and ice environments

<i>Medium</i>	ϵ	<i>150 MHz</i>		<i>500 MHz</i>		<i>900 MHz</i>	
		$\lambda/2, m$	$\lambda/4, m$	$\lambda/2, m$	$\lambda/4, m$	$\lambda/2, m$	$\lambda/4, m$
<i>Ice</i>	3,2	0,56	0,28	0,17	0,08	0,09	0,05
<i>Snow</i>	1,4	0,84	0,42	0,25	0,13	0,14	0,07

The above sounding frequencies belong to the range most frequently used in engineering and geophysical works by the GPR method. The most frequently used antenna unit in the studies carried out is the one with a central sounding frequency of 500 MHz. The resolution of the method when it is used is 8-17 cm when working on ice and 13-25 cm when studying the snow cover, responding the tasks of the research.

Reflection coefficient

One of the most important characteristics studied using wave methods of geophysics is the reflection coefficient (the ratio of the amplitude of the reflected wave to the amplitude of the incident

wave). With a normal wave incident at the boundary and without taking into account the phenomenon of conductivity, the reflection coefficient K_{reflp} is determined according to formula 13:

$$K_{refl} = \frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}}, \quad (13)$$

where ε_1 and ε_2 are the permittivities of the upper and lower thicknesses respectively.

The sign of the reflection coefficient indicates the direction of the reflected wave intensity and is positive when the velocity in the lower medium is greater than the velocity in the upper medium. In GPR, we often observe the opposite situation, since with depth it is possible to increase the humidity of the probed media, which leads to a decrease in the velocity of the electromagnetic waves in them.

Let us estimate the values of the reflection coefficient for the snow-ice, ice-water, ice-bedrock boundaries using formula (13) (Table 5).

Table 5. Examples of reflection coefficients of the main studied media at normal incidence without considering conductivity

<i>Boundary</i>	ε_1	ε_2	K_{refl}
<i>Snow-ice</i>	1,4	3,2	-0,20
<i>Ice-water</i>	3,2	88	-0,67
<i>Ice-bedrock</i>	3,2	6	-0,15

It can be seen that the reflection coefficients observed for the three main cases in the study are negative. Furthermore, it can be seen that the ice-water boundary is characterised by the highest modulus K_{refl} of all the target boundaries, which can be considered a diagnostic sign when studying objects and phenomena of a hydrological nature.

2.3. Self-potential method: application to hydrogeophysical tasks

The presence of a self-potential (SP) field is possible for three main reasons. The first is the existence of a solid electronic conductor (solid sulphide ores, graphite), at the boundaries of which areas with different values of redox potential are developed. SP field of electrochemical nature can be used both in a complex of methods of searching for mineral deposits, and in regional works (for example, M.P. Kashkevich (2000) shows the applicability of the SP method for mapping deep graphitised faults).

The next reason for the occurrence of a self-potential field is the contact of solutions of different salinities. This manifestation of SP is used in particular in well-logging and allows to differentiate layers of different lithological composition and to assess the salinity of formation waters (Titov, Konosavskii, 2014). Finally, the third type of self-potential field is the SP of filtration nature. Currently, the interest in it is mainly due to hydrogeological applications, since the use of the SP method in this

case allows to study the flow of water in soils and rocks in more detail than wells allow (Mikhaylenko et al., 2019). Let us consider the key concepts of the theory of SP filtration genesis.

Self-potential field of filtration nature: basic theoretical provisions

On the surface of the pores of rocks there is an electric double layer (EDL) formed by the dissociation of ions of the solid phase with their transition into solution and adsorption of solution ions. When considering silicate rocks and solutions with pH above 2,5-3, the surface of the solid phase is assumed to be negatively charged (Titov, Konosavskii, 2014).

The structure of EDL consists of a charged solid phase surface, a dense layer of adsorbed ions (the Helmholtz layer) and a diffuse layer extending deep into the solution. The formation of the diffuse layer is due to Coulomb forces (attraction of cations and repulsion of anions) and diffusion. The boundary between a dense layer and a diffuse layer – the slip boundary – characterises the separation between stationary water and water capable of moving under the influence of a pressure gradient. This boundary corresponds to the characteristic value of the potential - the zeta potential (ζ potential).

Due to the negative charge of the solid phase surface in the double electrical layer, there is an excess of cations and a deficiency of anions, with the excess of cations exceeding the deficiency of anions. An important consequence of this is the presence of a volumetric electric charge in the pore. When a pressure gradient occurs and water moves in the pore, the mobile ions of the diffuse layer move, leading to the appearance of an electric current and an electric field. The intensity of the resulting self-potential field is described by the Helmholtz-Smolukhovsky equation (14):

$$\frac{E}{P'} = \frac{\varepsilon\zeta}{\mu\sigma}, \quad (14)$$

where E is the electric field strength, P' is the hydraulic pressure drop, ε is the dielectric constant, μ is the viscosity of the fluid, σ is the electrical conductivity.

Looking at the entry in equation (14), we can see that the intensity of the resulting electric field is inversely proportional to the electrical conductivity of the solution. The right part of equation (14) is usually used as an independent petrophysical parameter – the filtration potential coefficient C .

Let us assume that the concentration of the substance in the medium under investigation is uniform and that the medium is isothermal. Then there are only two forces acting in it – the electric field ∇U and the pressure gradient ∇H . They generate two flows, the current density \mathbf{j} and the water flow \mathbf{u} , which are related by phenomenological coefficients (15):

$$\begin{matrix} \mathbf{j} \\ \mathbf{u} \end{matrix} = \begin{bmatrix} \sigma & L \\ L & K \end{bmatrix} \cdot \begin{matrix} -\nabla U \\ -\nabla H' \end{matrix} \quad (15)$$

where σ is the electrical conductivity, L is the cross coefficient of the flow potential, K is the filtration coefficient.

The current density \mathbf{j} is determined by the conduction current and the filtration current (16):

$$\mathbf{j} = -(\sigma\nabla U + L\nabla H). \quad (16)$$

According to the charge conservation law, the divergence of the total current in the system is zero (17):

$$\nabla \cdot \mathbf{j} = 0. \quad (17)$$

The Poisson equation for the SP potential is (18):

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla U) = -\nabla \cdot (L \nabla H). \quad (18)$$

The right-hand side of equation (18), which determines the source of the field, depends on the pressure gradient. The pressure distribution can be obtained by solving the diffusion equation (19):

$$S \frac{\partial H}{\partial t} = \nabla \cdot (K \nabla H) + q_h, \quad (19)$$

where S is the elastic capacity, q_h are external sources of water entering the porous medium.

The source of the SP field, written on the right side of equation (18), can be expressed in terms of pressures as follows (20):

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla U) = -L \left(\frac{S}{K} \frac{\partial H}{\partial t} + \nabla (\ln L - \ln K) \cdot \nabla H + \frac{q_h}{K} \right). \quad (20)$$

The first term in brackets reflects the change in pressure with time, the second, to a first approximation, the variation in the filtration coefficient, and the third corresponds to external sources. Equation (20) clearly shows the dependence of the electric field on sources related to the hydrodynamics of the groundwater.

Let us summarise analysing the applicability of the SP method to the tasks set in the framework of the thesis. The theory of the method is well developed and in practice it is successfully applied to hydrogeophysical problems. However, we note that the theoretical foundations outlined above are shown in the general case for silicate rocks. We are dealing with a snowy environment, which not only has a different composition from SiO_2 , but also changes as the water phase acts on it. Therefore, the general theory and general modelling methods are not applicable here; other models are needed to describe the occurrence of SP in snow. A favourable theoretical position is the fact that the lower the electrical conductivity of the solution, the stronger is the self-potential field of filtration. Under natural conditions, it is difficult to find more fresh reservoirs than the lakes of Antarctica, whose basins are composed of poorly soluble ancient rocks, fed by meltwater from glaciers and snowfields, and where evaporation is low.

Measurements of the natural EP in snow-ice environments: world experience

Experimental studies aimed at measuring the self-potential field on glaciers have been carried out by a relatively small number of scientific groups. One of the first papers to use the SP method in the study of ice environments is a publication (Blake, Clarke, 1999), but the authors' aim was to study the properties of glacier bed material and hydrological processes at the glacier-rock interface.

Estimates of the properties and values of the zeta potential (the main characteristic of the filtration SP) have been made previously and published in articles (Drzymala et al., 1999; Kallay et al., 2003).

According to these data, the value of the zeta potential at the ice-water interface can vary between $\sim 0,01$ - $\sim 0,02$ V.

The fundamental work dedicated specifically to the theory of the self-potential field that occurs when water is filtered through snow is the publication (Kulesa et al., 2012). It presents the theoretical provisions and the results of the numerical simulation of the signals verified by laboratory experiments on snow columns. The authors pay particular attention to the study of the properties of the zeta potential and give its estimates, adjusted for the influence of the properties of the pore fluid. These estimates are similar in order of magnitude to those given in previous publications: the value of the zeta potential in (Kulesa et al., 2012) varies from $-8,7 \times 10^{-2}$ to $+1,5 \times 10^{-2}$ V. In addition, the authors identify the main factors influencing the SP signals when water is filtered through a snowy environment: in addition to the characteristics of the filtration flow, they include the initial sizes of the snow grains, the temporal variability of the associated porosity and the parameters of the meltwater (electrical conductivity and pH).

The practical applicability of the theory presented in (Kulesa et al., 2012) is demonstrated in the paper (Thompson et al., 2016). It presents the results of field work carried out by the authors on the Rhone Glacier and the Jungfrauoch Glacier. The aim of the study was to evaluate the effectiveness of the self-potential method in assessing changes in snowpack moisture due to daily melting. In support of the theory developed earlier, it was shown that the value of the observed potential varies daily in the range of 60-250 mV and is mainly related to the permeability, content, electrical conductivity and pH of water. The authors conclude that the SP method can be a reliable indicator of water filtration through the snow column, complementing traditional research methods.

The team's field studies (Thompson et al., 2016) were complex and detailed in nature, and included high-precision accounting of terrain, weather conditions, and the study of snow properties (layer thickness, density, grain size). In addition, direct measurements of the amount of filtered pore water were made using a lysimeter. Measurements of the potential of the natural electric field were carried out using a network with a cell size of 0,5 m.

It should be noted that although the above methodology can be considered exemplary, the research carried out within the framework of the thesis was of a more simplified nature. This is mainly due to the fact that the main purpose of the research carried out by the author was to make a qualitative assessment of the applicability of the SP method in the specific conditions of Antarctica and to obtain a phenomenological idea of how the outburst floods of glacial lakes are reflected in the potential field.

Chapter 3. Application of the GPR method for the identification of hidden subglacial reservoirs

In the practice of Antarctic expeditions, both Russian and foreign, the main geophysical method for surveying the near-surface part of glaciers is GPR, usually performed in the 200-900 MHz frequency range. Such antenna blocks provide sufficient depth of investigation, good vertical resolution, and, in addition, are relatively compact and easy to operate. This chapter is dedicated to the development of a methodology that allows the identification and mapping of lakes covered by thick ice using such a complex of equipment and methods.

Among the tasks of interest in the context of the chapter, we will consider two main classes. The first is the search for previously unknown hidden subglacial and entrablacial reservoirs – this is both a valuable scientific topic and a current aspect in assessing the safety of infrastructure of polar stations. In this case, it is necessary to have reliable criteria that allow the presence of water bodies that are completely covered by thick glacial ice to be clearly and quickly detected on GPR sections. Work on such lakes is discussed in paragraphs 3.1 and 3.2.

The second class includes clarifying the boundaries of lakes partially or completely covered by thick lake ice – determining and monitoring the position of the water edge. This is important, for example, if there is a road in the immediate vicinity of the reservoir, which may be subject to erosion as the lake front approaches. In addition, such work, combined with water level observations at gauging stations, makes it possible to monitor the state of outburst-likely lakes during the summer period. Examples of such objects are described in paragraph 3.3.

Before moving on to the substantial part of the chapter, let us briefly describe the equipment and working methods, which remain unchanged for almost all of the research objects described below. The geophysical survey was carried out using the Zond 12e ground-penetrating radar (Latvia); the XY and vertical positioning of the observation network was provided by the joint use of the DGPS complex EFT (Russia) and the standard GPR odometer. The exception was the work with low-frequency antenna blocks (75 and 38 MHz), for which there is no possibility of connecting an odometer; in these cases, only a DGPS receiver was used for positioning.

The standard GPR processing algorithm included a primary quality control of the data, filtering to eliminate correlated noise, selection of a gain profile, digitisation of target boundaries where necessary, time-depth conversion, and creation of target parameter schemes.

Geodetic work necessary for high-precision measurement of coordinates of objects, construction of elevation schemes and other purposes was also carried out using DGPS complex EFT.

All orthophotos used in the chapter were taken by the author using OMEGA 421-08M fixed-wing UAV in 2019/2020 (season of the 65th RAE) or 2021/2022 (season of the 67th RAE), unless otherwise stated.

3.1. Development of the methodology: discovery of the subglacial part of a large Progress Lake

The methodology described in this chapter was first formulated during the study of the large Progress Lake. In this paragraph we will look in detail at the preconditions for carrying out this study, the main provisions of the methodology and the first results of its application.

3.1.1. Progress Lake: general characteristics and scientific background

Progress Lake is located in the southeastern part of the Broknes Peninsula and is confined to a large topographic depression, elongated from the southwest to the northeast (Fig. 8). During the warm period of the year, lake ice breaks partially (Shevnina and Kourzeneva, 2017; Boronina et al., 2019) or completely (Pryakhina et al., 2020b), depending on the meteorological conditions of the season in question. The inflow to the lake mainly occurs due to melt water from snowfields and the glacier.

Progress Lake is considered to be one of the most thoroughly studied water bodies in Larsemann Hills. The first data on the structure of its basin and morphometric characteristics are presented in the Atlas of the lakes of the oasis (Gillieson et al., 1990). They give a general idea of the basin shape since the depths were determined by performing echo sounding every 20 m using only two orthogonal lines. A re-study of the Progress Lake basin was carried out in 2012-2014 (Shevnina and Kourzeneva, 2017). The morphometric characteristics of the lake were measured with more accuracy, but the bathymetric scheme was presented only in the scientific and technical report (Scientific and technical report..., 2012). The first published data on the detailed structure of Progress Lake basin is given in (Pryakhina et al., 2020b).

The coastline position of Progress Lake changes every year, and it is especially noticeable in the western part of the reservoir. Thus, according to (Australian Antarctic Division, 2005; Fig. 8a), the water area of Progress Lake was strongly elongated to the west and limited by a perennial snowfield. However, by the data presented in (Australian Antarctic Division, 1991; Fig. 8b), the lake in its western part had certainly been isolated from the snowfield by rock outcrops, and there had been a separate water body in the marginal zone of the snowfield. We should also note that both the elongation of the Progress Lake to the west in ; Fig. 8a and the local water body shown to the west from the Progress Lake in Fig. 8b may be just seasonal meltwater zones.

The water level regime of Progress Lake was studied within the framework of various research programs (Scientific and technical report..., 2012; Shevnina and Kourzeneva, 2017; Pryakhina et al., 2020b). Generally, the range of seasonal variations is within 1 m, and a specific feature of the water level regime is expressed in sharp drops of water level due to outbursts happening once a several years

during the warm period of the year. A snow-ice dam in the northeastern part acts as a natural barrier that blocks the lake.

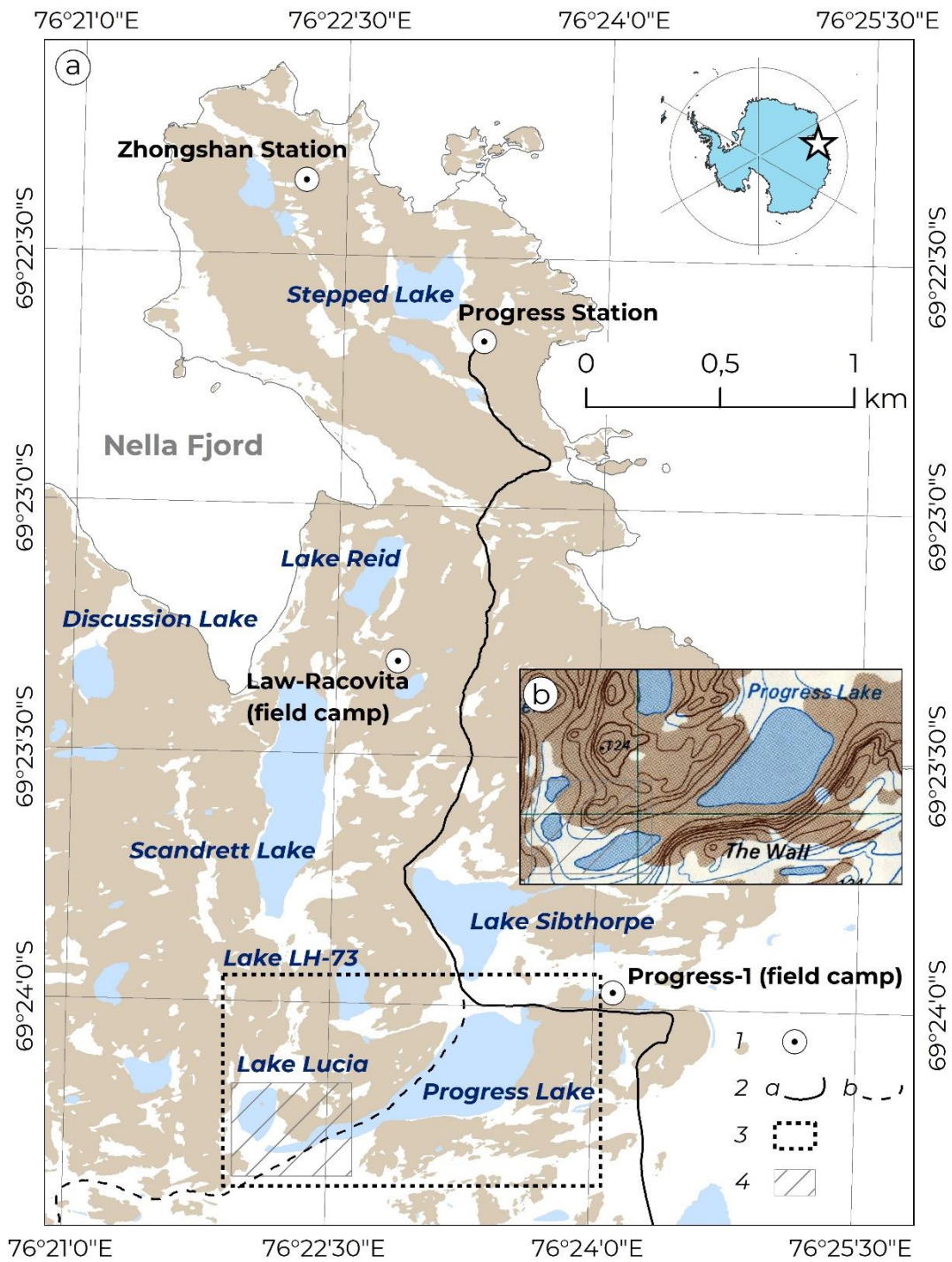


Fig. 8. Location of the study area and the objects of investigation: a – according to (Australian Antarctic Division, 2005), b – according to (Australian Antarctic Division, 1991).

Legend: 1 – Antarctic stations and field bases; 2 – routes for heavy vehicles (a – year-round, b – winter); 3 – area shown in section b; 4 – area of field work in the western part of Progress Lake.

Within the framework of the chapter, principal attention is paid to the investigations carried out in the western part of Progress Lake (4 in Fig. 8). This area is a topographic depression, occupied by perennial snowfields, which gradually change into a steep glacial slope in the south. To its north, a small

officially unnamed lake (which has received a working name Lake Lucia) is located. Lake Lucia is covered with thick lake ice which never breaks up, except for the shore melts during the austral summer.

3.1.2. Prerequisites to re-study of Progress Lake and methodology of work

First reconnaissance surveys in the western part of Progress Lake were held in February 2019 for the purpose of ensuring the safety of the winter route for heavy vehicles. As a result of this work, it was stated that within the site there is an area characterised with ambiguity of wavefield characteristics – a vast subglacial cavity, as it was shown subsequently due to the drilling data.

Data analysis enabled the author to suppose that the cavity can be linked to Lucia and Progress lakes, or all three water bodies mentioned could be a single reservoir. Within the framework of this hypothesis, detailed study of the site was carried out and included as follows:

1) GPR survey was conducted within the suggested area of subglacial cavity and in Lake Lucia area during the field season of 2019/2020. It was held using the high-frequency (500, 900 MHz) and low-frequency (38 MHz) antennas. The survey was carried out on foot along a pre-assigned network (1 in Fig. 9).

GPR data processing was performed according to the standard algorithm described at the beginning of the chapter. Relative permittivity values were chosen in consideration with the non-core drilling data; for the site they were determined as follows: snow – 1.41, ice – 3.05, water – 88.

2) Electro-thermal drilling was carried out in order to verify GPR data and perform instrumental measurements of ice and snow thickness and the depth of water bodies (Morev, Kharitonov, 2016). Points for electro-thermal drilling (2 in Fig. 9) were chosen when possible so that they were positioned on GPR lines.

3) Water level observations for both Progress and Lucia lakes were held simultaneously during austral seasons 2019/2020, 2020/2021 and 2021/2022 using temporary water gauging stations (3 in Fig. 9). Water level measurements during active snowmelt were performed once a day, daily or every 1-2 days, and during the outburst period of Progress Lake – several times a day.

4) Bathymetric echo-sounding survey (4 in Fig. 9) was conducted in the ice-free part of Lake Progress in February 2022 from an inflatable rowing boat using a Garmin Echomap Plus 2 CV echo sounder.

5) Underwater photo and video surveys were carried out in January 2022 using GLADIUS MINI Underwater Drone with 4K UHD camera, which enabled us to take images with a resolution of up to 12 Million pixels. The range of the drone is limited by its tether length, as the cable connects it to the control panel on the surface, and the lighting conditions; since despite the built-in LED Lights, at greater depth they were insufficient to receive a clear image.

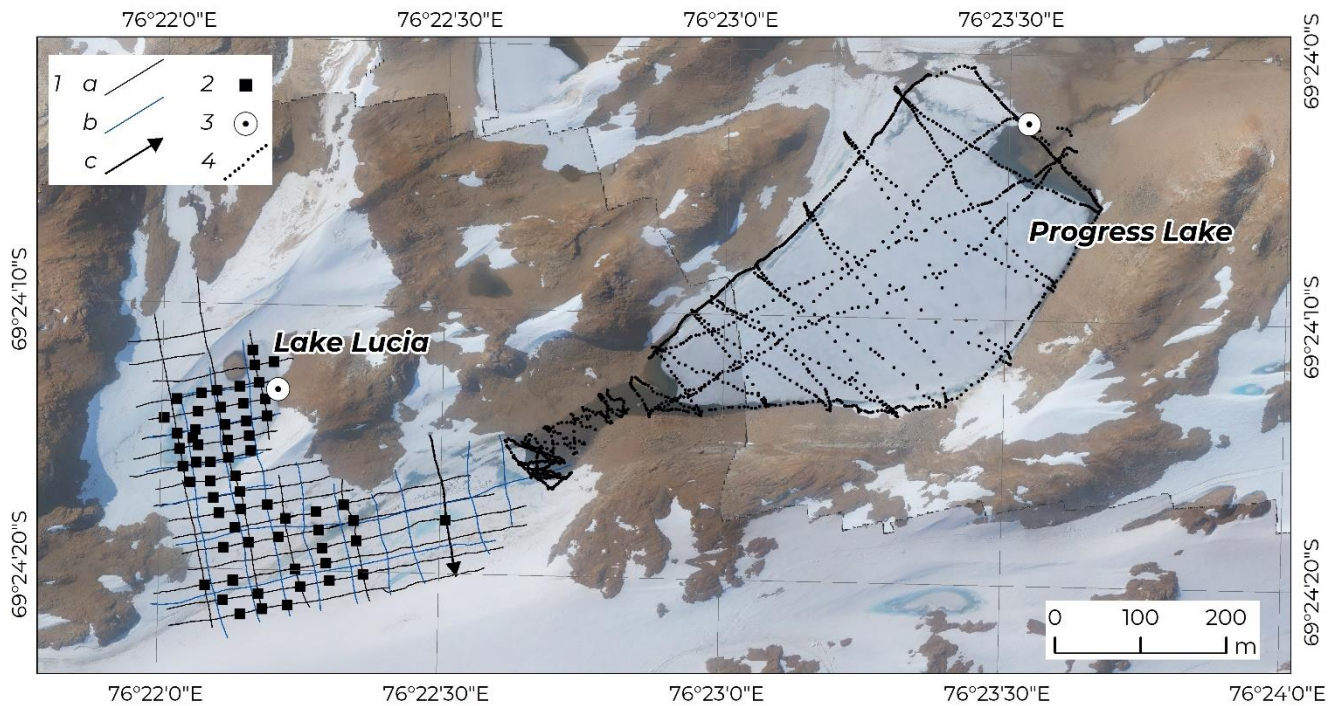


Fig. 9. Scheme of field data acquired during the re-study of Progress Lake

Legend: 1 – GPR lines (a – obtained using high-frequency antenna units, b – obtained using a low-frequency antenna, c – line shown in Fig. 10); 2 – points of electro-thermal drilling; 3 – water gauging stations; 4 – points of the bathymetric echo-sounding survey

3.1.3. Results of the work

Let us examine the results of the GPR survey on the example of the sections shown in Fig. 10. They were acquired along the same line crossing the subglacial cavity with 500 MHz (Fig. 10a) and 38 MHz (Fig. 10b) frequencies.

Let us address to the Fig. 10a. On it, reflections created by the snow-ice boundary (1) can be clearly observed, while in the northern part of the line reflections are made by the boundary between ice and rock base (2). From 10th m to 108th m the subglacial cavity is developed, which is marked by a contrasting flat reflection from the top (3), a diffracted wave from the southern edge (4) and intense multiple waves (5), masking the signal from the boundaries below. The maximum thickness of the snow-ice layer covering the cavity is 10,55 m, which is confirmed by the drilling data. On the section acquired with the 38 MHz antenna (Fig. 10b), the ice-water boundary (3) is also characterised with high contrast, the multiple wave (5) created by it is seen, however, in this case the multiple wave does not mask the reflection from the rocky basin of the cavity (6).

It is notable that the diffracted waves from the edges of the cavity are not observed in the section obtained with the low-frequency antenna unit. In addition, the author regrets to admit that the contrast of the target boundaries on the data acquired with a central frequency of 38 MHz was not perfect. Their correct interpretation was only possible in combination with the drilling data.

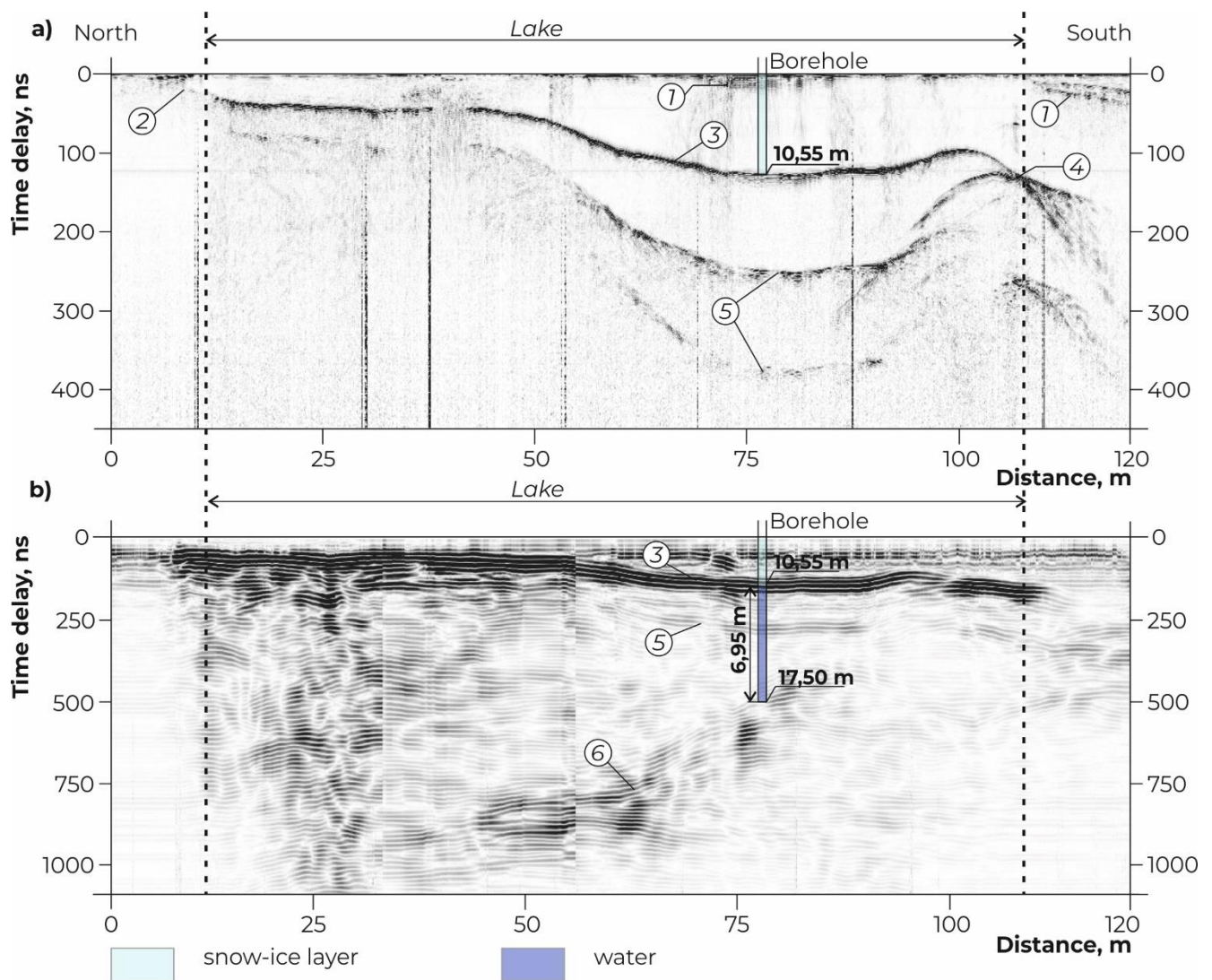


Fig. 10. Examples of GPR sections along the same line located within the subglacial cavity (see the location of the line in Fig. 9)

Legend: 1 – snow-ice boundary; 2 – ice-bedrock boundary; 3 – top of the subglacial cavity; 4 – diffracted wave from the edge of the cavity; 5 – multiple waves formed with the top of the cavity; 6 – rocky basin of the subglacial cavity.

The key points of GPR data analysis are as follows:

1. **Edges of the subglacial cavity** are positively seen on the high-frequency sections due to (1) the contrasting, slightly inclined ice-water boundary with high-amplitude, (2) intense multiple waves created by the ice-water boundary and masking the signal from the boundaries below, and (3) diffracted waves coming from the cavity edges.

2. **The thickness of the snow- ice layer covering the cavity** can be drawn from the study performed using high-frequency antenna units.

3. **The cavity basin topography** can be successfully mapped as a result of combined interpretation of drilling and low-frequency GPR data.

Thus, as a result of a complex of geophysical and drilling field work it became possible to specify the boundaries and morphometric characteristics of the subglacial cavity located between Progress Lake and Lake Lucia and of Lake Lucia.. The existence of hydraulic connection between the studied water bodies was yet to be verified.

Water level observations held simultaneously at water gauging stations confirmed the hypothesis that there was a connection between Progress and Lucia lakes. Let us consider below the graphs of absolute water levels changes of both lakes for the seasons of the 65th RAE (2019/2020), 66th RAE (2020/2021), and 67th RAE (2021/2022).

Water level fluctuations of Progress and Lucia lakes occurred almost simultaneously in the austral summer 2019/2020 (Fig. 11a) and 2020/2021 (Fig. 11b). This synchronicity is extremely evident during Progress Lake outburst on January 6, 2020, which is shown in the chart as a sharp decrease in the water level at both water gauging stations (Fig. 11a). As for the observed constant difference between the water level of Progress and Lucia lakes during 2019/2020 and 2020/2021 austral summer seasons, they may result from a measurement uncertainty.

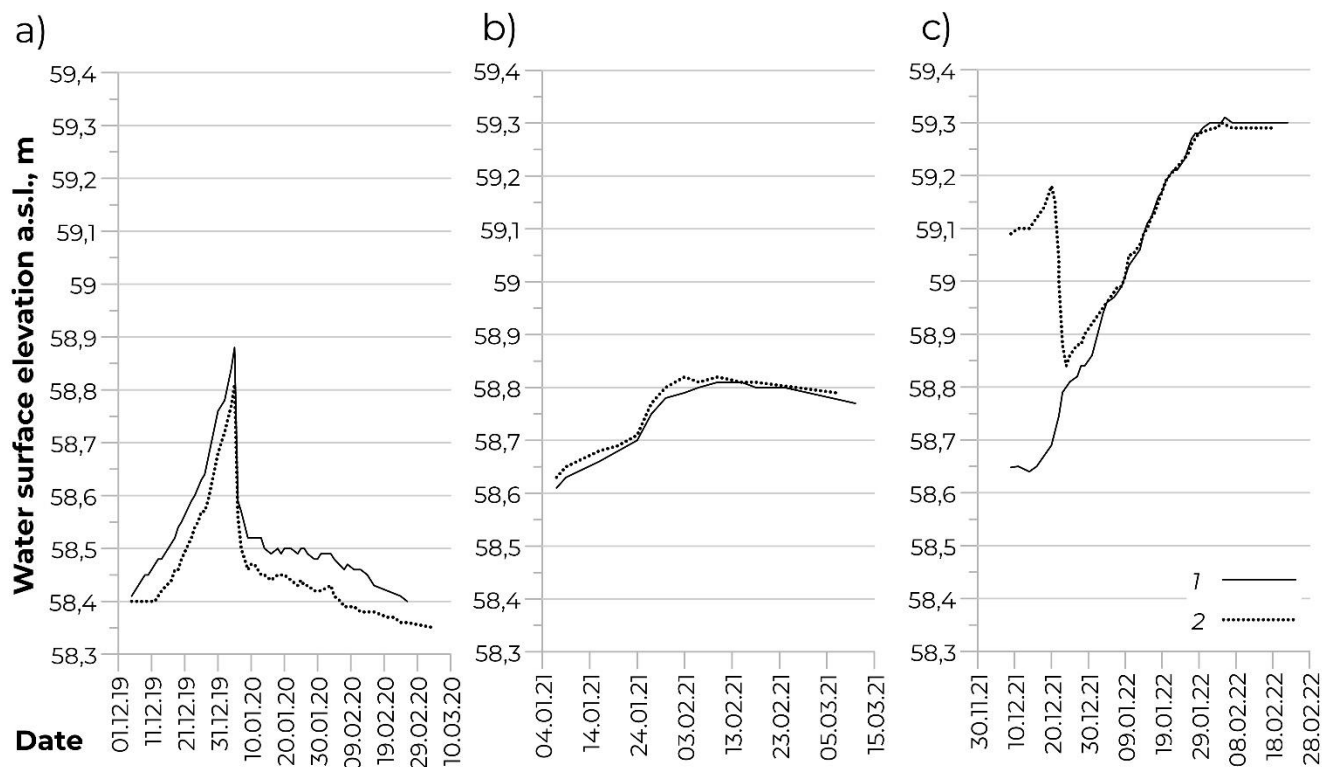


Fig. 11. Fluctuations of water surface elevation of Progress and Lucia lakes

a – field season of 65th RAE; b – field season of 66th RAE; c – field season of 67th RAE

Legend: 1 – Progress Lake; 2 – Lake Lucia

At the start of austral summer 2021/2022 (Fig. 11c), water level changes for both lakes are asynchronous. Presumably, in winter, a shallow part of the water became frozen, which led to a temporary isolation of the western part of Progress Lake. During the melting, the hydraulic connection between the lakes was restored, and on December 21, 2021, a rapid decrease in water level began in

Lake Lucia. Starting from December 23, 2021, water level fluctuations for both lakes become synchronous as in previous years.

The scenario of temporary isolation of the western and eastern parts of the Progress Lake in 2021 may seem as follows:

1) During the austral winter 2021, the shallow area separating the eastern and the western parts of the lake became frozen. These parts of water area became isolated from each other and existed as separate water bodies in winter.

2) The austral winter 2021 was extremely snowy (the amount of precipitation from March to November 2021 amounted to 280 mm), which is significantly higher than the long-term average observed from 2005 to 2021 (168 mm).

3) During the winter, a significant amount of precipitation accumulated in the western part of the site. Under their pressure, the water was forced out into Lake Lucia, and the water level rose by 0,28 m. The water level in Progress Lake decreased by 0,15 m during the winter due to ice formation. As a result, by December 2021, the water level in Lake Lucia had become 0,44 m higher than in Progress Lake. With the start of snow-ice melting, the water level in both lakes rises.

4) By December 22, 2021, the frozen shallow water area had melted, which resulted in restoration of connection between Progress and Lucia lakes. Henceforth, their water level fluctuations occurred synchronously.

The updated data on the structure of Progress Lake are presented in Fig. 12. Since the lake is partly covered with a thick ice layer, it was decided to use the water column thickness distribution chart (Fig. 12a) to display its depth: in the open part of the lake, it corresponds to the distance from the water surface to the bottom, and in the subglacial part – to the distance from the ice lower edge to the bottom. Water surface elevation adopted for the chart amounted to 58,63 m above sea level. A diagram of the ice thickness in the subglacial part of Progress Lake and in Lake Lucia is shown in Fig. 12b.

According to the updated data, Progress Lake basin is divided into two parts. The larger eastern part, which often breaks from the ice during the austral summer, is pear-shaped, tapering to the southwest. The western part of the basin, surrounded by low ice ridges, is almost completely covered by ice with thickness of up to 22 m. The western and eastern parts of the lake basin are connected by a shallow basin, where the water depth does not exceed 0,3 m.

The results of the underwater photo and video surveys enable us to visually verify the existence of the subglacial part in Progress Lake and confirm new data on the structure of its basin. Fig. 13a shows an image taken at the edge of Lake Lucia, and Fig. 13b displays an image taken within the shallow subglacial area between Lucia and Progress lakes. According to the underwater photography, a continuous subglacial water body can truly be observed. The structure of the basin correlates well with the chart created on the basis of geophysical and drilling survey findings.

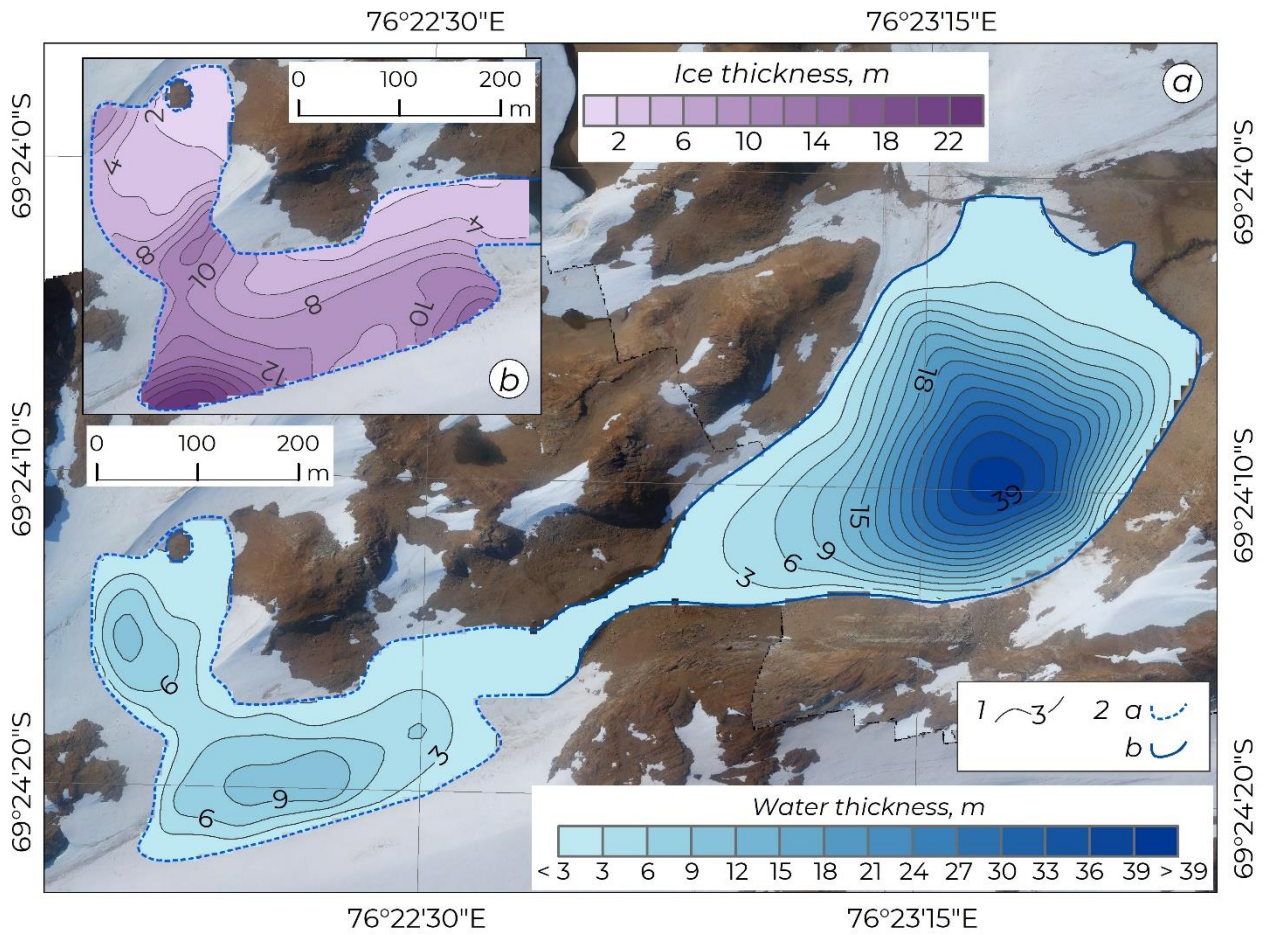


Fig. 12. New data on the structure of Progress Lake

a – water thickness; b – ice thickness in the subglacial part of the lake

Legend: 1 – water thickness isolines (a) and ice thickness isolines (b); 2 - lake boundaries (a – western (subglacial) part, b – eastern part, which opens up from the ice during the summer time)

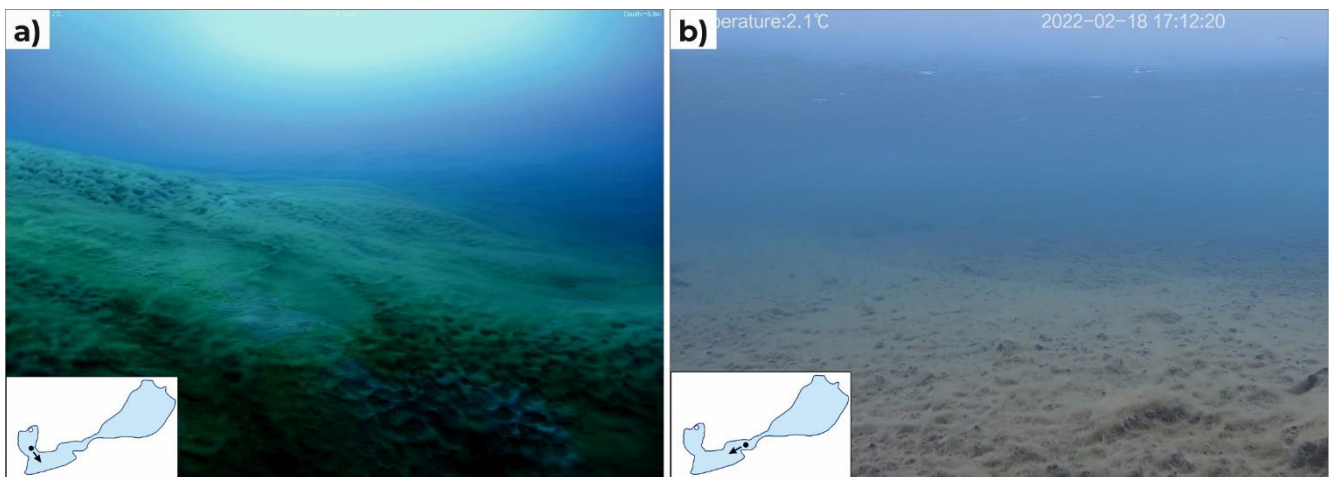


Fig. 13. Underwater photos of the Lake Lucia basin (a) and the Progress Lake basin (b)

The arrows in the schemes show the direction of the camera when taking the photos

Thus, according to the results of complementing each other geophysical, hydrological, drilling surveys and underwater photo and video survey, we can reliably conclude that the basin of Progress Lake has a continuation in its western part which is covered by perennial snow-ice layer and also

includes the basin of Lake Lucia. Taking into account the new data, morphometric characteristics of Progress Lake are given in Table 6 and are compared with the data published previously in literature sources. Comments on the relations between the data acquired with the results of previous investigations and discussion on possible mechanism of formation of the lake in its current state are given in the paper (Grigoreva et al., 2023).

Table 6. Morphometric characteristics of Progress Lake

	1	2	3	4	5	Results of work in 2019-2022		
						The entire water body	Eastern part	Western part (including Lake Lucia)
<i>Area, thousand m²</i>	105,0	160,6	160,6	157,8	125,7	203,6	132,6	71,0
<i>Volume, thousand m³</i>	-	-	1812,4	1433,4	1526,7	1806,3	1515,4	290,9
<i>Average depth, m</i>	-	-	11,2	-	12,1	8,9	11,4	4,1
<i>Maximum depth, m</i>	34	-	36	-	42,5	42,3	42,3	10,5
<i>Length, m</i>	600	1093	814	-	665	1160	632	528*/197**
<i>Width, m</i>	300	330	337	-	330	330	330	147*/136**

* – the main subglacial section of the basin, ** – Lake Lucia

1 – (Gillieson et al., 1990); 2 – (Australian Antarctic Division, 2005); 3 – (Shevnina and Kourzeneva, 2017); 4 – (Scientific and technical..., 2012); 5 – (Pryakhina et al., 2020a).

Within the context of the thesis, the most significant result of the complex of survey carried out at Progress Lake is the determination of the set of criteria allowing us to reliably identify hidden subglacial water bodies an high-frequency GPR data: (1) the presence of a contrasting, subhorizontal ice-water boundary with high-amplitude; (2) with sufficient time range – the presence of intense multiple waves created by the ice-water boundary and masking the signal from the boundaries below, and (3) the presence of diffracted waves reflecting the points of triple junction of ice, water and bedrock. It is also important that the reasonableness of these criteria was approved on the example of Progress Lake with the help of independent research methods. Let us now consider the examples of application of this technique on other water bodies of oasis.

3.2. Approval of the technique

3.2.1. Sinkhole in the western part of Dâlk Glacier

Previously, in section 1.2, the history of the formation of the sinkhole in the western part of the Dâlk Glacier was considered in detail. While reconstructing the history of research on this part of the glacier, the author's colleagues were able to find quite valuable materials, namely the results of an episodic GPR survey carried out during the season of the 58th RAE (2012/2013).

Let us briefly describe these materials. The GPR survey was carried out by S.V. Popov on 21 February 2013. The equipment complex included a GSSI GPR with a SIR 3000 control and registration unit and an antenna unit operating at a central scanning frequency of 200 MHz. The work

was carried out on foot, following visual landmarks, and the network was linked by a Garmin GPSMap 60 portable navigator with a remote antenna. The antenna unit, the ground-penetrating radar control unit and the navigator mounted on the antenna unit were towed in a plastic sled.

Profile processing was carried out by the author of the thesis in a minimal effort and involved only filtering and selection of the correct gain profile. The time-depth conversion of the section was not done intentionally: firstly, in the context of this work, the author did not care about the absolute values of the thicknesses of the studied layers, and secondly, after many years it is difficult to assume correct values of the relative permittivities corresponding to the layers of the section.

The time section along the line F146 is shown in Fig. 14a. It runs from south to north, starting (see layout in Fig. 14b) above the reservoir and crossing its northern boundary at 70th metre of the line. At the same time, when comparing the position of the sinkhole in the aerial photograph, the position of the line in the scheme and the wave pattern in the section, it is necessary to take into account positioning errors, namely:

- the GPR data were positioned using a Garmin portable navigator, which, according to the author's experience when working in Antarctica, has an error in determining the XY coordinates of ± 5 m;
- the aerial photographs obtained by the author from the UAV are characterised by the accuracy of the planned coordinates, which is also ± 5 m.

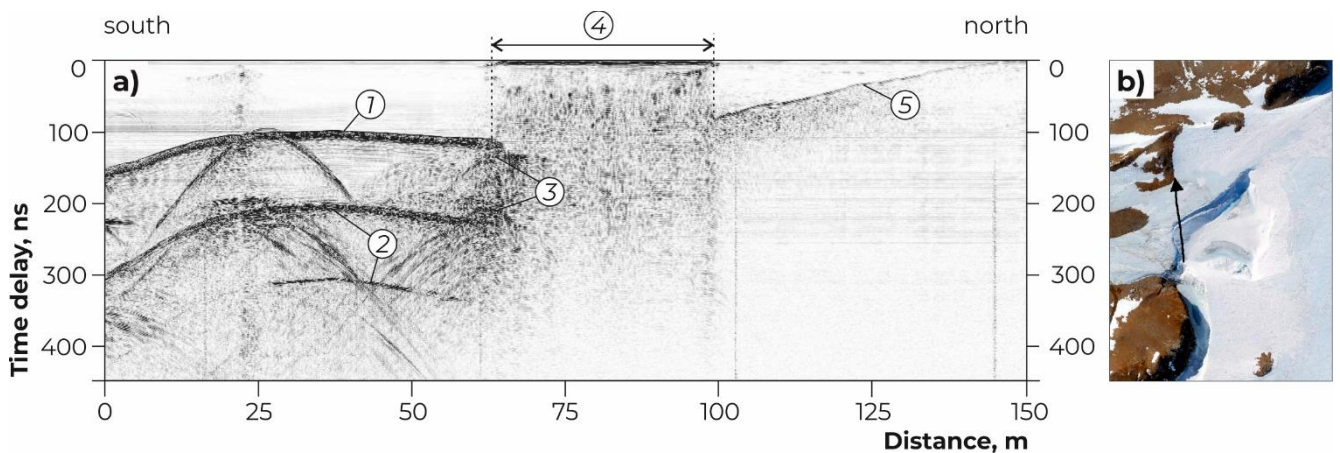


Fig. 14. GPR time section of the area corresponding to the future sinkhole in Dålĳk Glacier (data provided by S.V. Popov)

a – section along the line F146; b – location scheme (orthophoto of 15 November 2019)

Legend: 1 – ice-water boundary; 2 – multiple waves formed by the ice-water boundary; 3 – diffracted waves at the reservoir edge; 4 – reverberation zone; 5 – ice-bedrock boundary. In section b, the black arrow indicates the position of the line

In the southern part of the line, there is a wave pattern similar to that previously observed in the subglacial part of Progress Lake. In the upper part of the section, an ice layer develops whose lower boundary is characterised by a bright, high amplitude reflection (1). This boundary forms a series of multiple waves (2); in addition, diffracted waves (3) are observed in the marginal part of this zone.

Area (4) is considered as a glacier zone, which is watered in the near-surface part. North of zone (4), the ice layer is underlain by a rocky base. Their boundary (5) is wedged to the surface at the end of the line.

The results of the interpretation of the line are beyond doubt, as the author was able to personally observe the full cycle of the reservoir's development during the work of the 65th RAE. Consequently, using this object as an example, it is possible to confirm the correctness of the technique proposed in paragraph 3.1.

In April 2023, there was a reservoir at the site of the sinkhole, covered by thick ice, which made it possible to carry out GPR survey on it again. Let us examine its results on the example of a line passing through the centre of the lake (Fig. 15).

On the section obtained with the 500 MHz antenna unit (Fig. 15a), characteristic signs of the presence of a subglacial lake are again observed: a bright ice-water boundary (1), multiple waves (2), diffracted waves from the edges of the reservoir (3). In the northwest part of the line, the top of the rocky base can be traced (4). From 0 to 115th metres of the line, the upper part of the section is represented by ice, then the ice is covered by a snow layer (5), the thickness of which increases towards the southeast.

We should note that from about the 120th metre of the line, the wave pattern corresponding to the subglacial reservoir changes somewhat. The ice-water boundary becomes less contrasting and more coarse; a single multiple wave is barely discernible. Significant watering of the ice pack within this interval may serve as a reason for that.

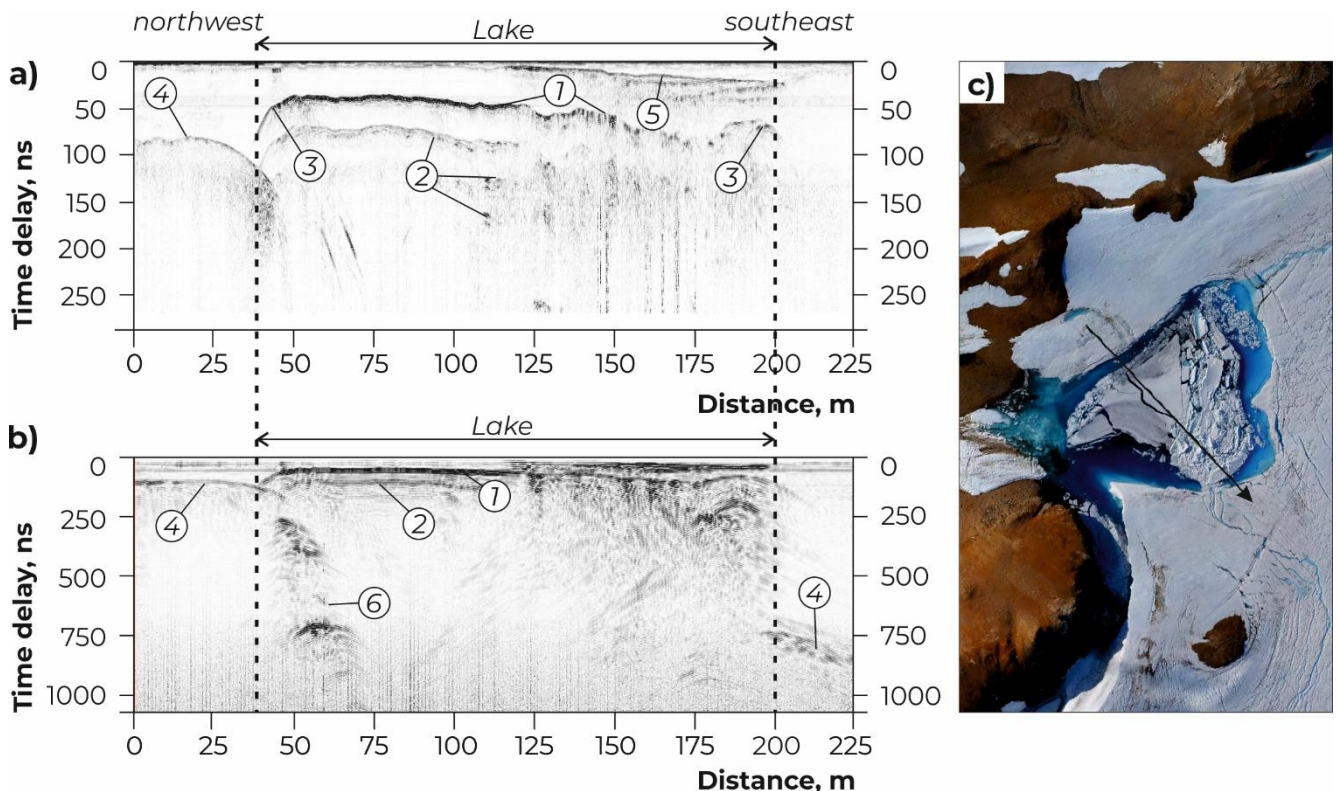


Fig. 15. GPR time sections of the reservoir formed at the site of the sinkhole
 a – frequency 500 MHz; b – frequency 75 MHz; c – location of the line (orthophoto of
 25 December 2020)

Legend: 1 – ice-water boundary; 2 – multiple waves formed by the ice-water boundary; 3 – diffracted waves at the reservoir edge; 4 – ice-bedrock boundary; 5 – snow-ice boundary; 6 – rocky basin of the reservoir. The black arrow in section c indicates the position of the profile.

In the low-frequency data (Fig. 15b), the rocky bed of the subglacial lake is visible (6). This boundary can be traced up to the 75th metre of the line and then extends beyond the set time range of the survey.

The structure of the lake, observed in Fig. 15b, makes the question of its correct typification by the nature of the ice cover character. In the northwest part, the reservoir is enclosed between a rocky base and a thick layer of ice. According to the definition, it could be considered subglacial, but is this permissible given that the ice layer is not glacial but lake ice? Before the outburst, however, the thickness of the ice over the reservoir reached 10 metres, and it was most likely glacial ice. Therefore, before the outburst, there was a subglacial lake at the site of the sinkhole and today it must be classified as a lake covered by perennial lake ice. The question of at what point in the evolution of the reservoir it will be possible to re-attribute it to subglacial remains open.

Finally, we note another controversial feature in the structure of the lake. Its southeast wall is obviously icy – the boundary between the ice and the bedrock (4) lies well below the water's edge. There is another ambiguity: the bed of the lake is partly rocky and partly icy. Formally, the northwest part of the lake can be classified as subglacial, and the southeast part as englacial. It is important to emphasise this terminological uncertainty, mainly because such an underwater basin structure is not unique, but has been observed in other water bodies in the Larsemann Hills area. This is one of the reasons why, in the context of this thesis, the author applies the generalising term "subglacial lake" to such reservoirs, contrary to one of the generally accepted definitions.

3.2.2. Prince Eugene Lake: a minor subglacial reservoir

The results of aerial surveys carried out by the author during the 65th – 67th RAE using UAVs showed that there are numerous small near-surface reservoirs in the marginal part of the glacier, adjacent to Larsemann Hills. These had never been studied before, and it was not even known whether they were small lakes or just watered areas that formed during the summer melt. In March 2023 it was decided to carry out reconnaissance geophysical and drilling work on some of these objects. The most interesting data were obtained during the investigation of a small supraglacial lake, which was given the working name "Kuvaev Lake" (Fig. 16a): it turned out that underneath it, under a thick layer of ice, there is a subglacial reservoir, identified by a set of criteria described in paragraph 3.1. Let us consider the main results of this work.

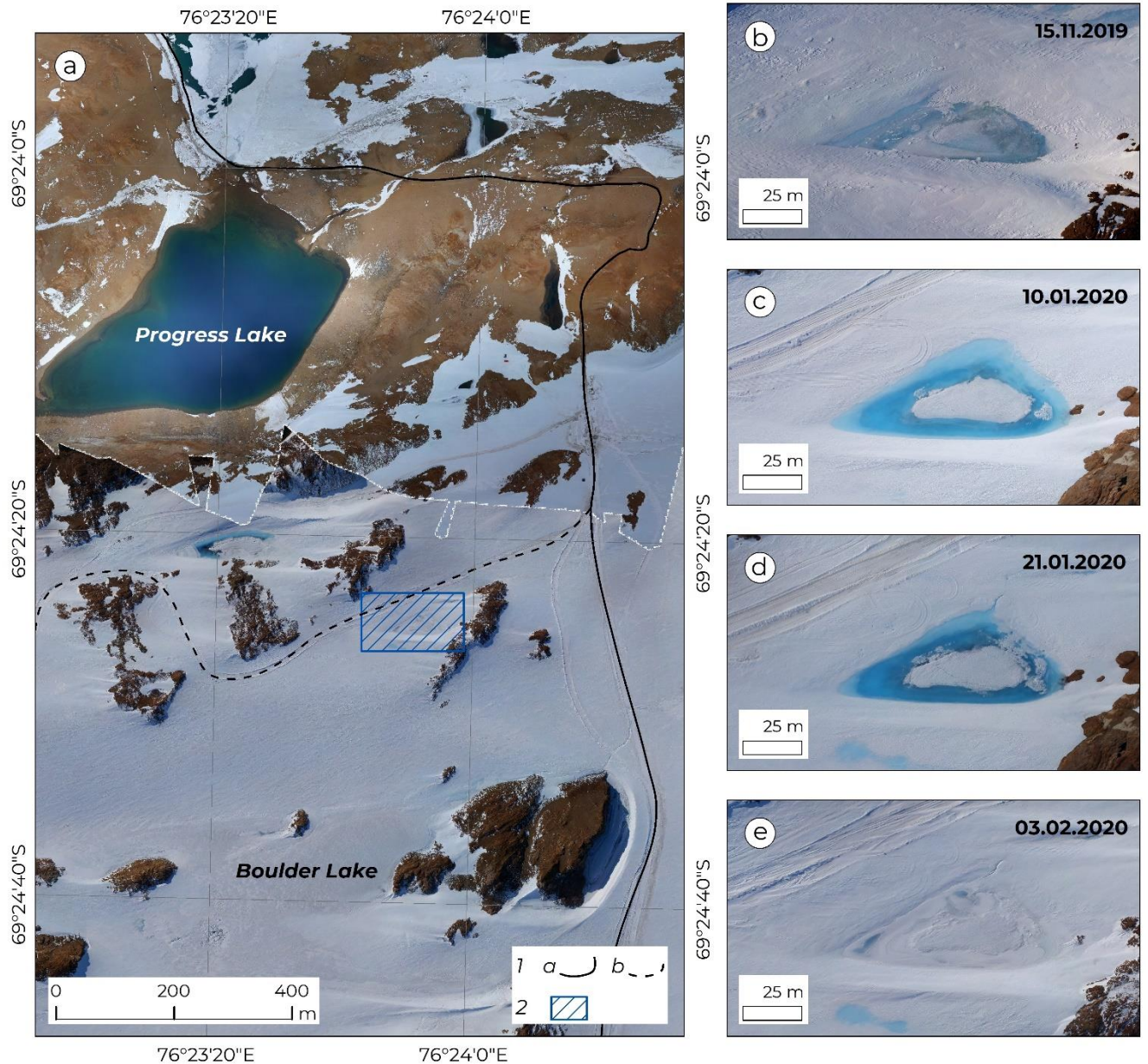


Fig. 16. The working site during the studying the Kuvaev Lake

a – location of the work site (orthophotomap from 03.03.2020); b-e – changes taking place within the work site during the summer period (see dates in the upper right corner of the images)

Legend: 1 – transport routes (a – main summer road, b – alternative); 2 – working site

Kuvaev Lake is located at the edge of the glacier, on the border with the oasis, in a hollow between the hills (Fig. 16). There were two main reasons for the interest in studying it. First, by analysing the evolution of the reservoir during the warm period of the year, it was noted that during the summer it first fills with water (Fig. 16b, c) and then apparently breaks through. In the northern part of the lake, an open channel is being formed during the outburst (Fig. 16d, e). Second, near the lake, which is outburst-likely, there is an alternative route connecting Progress Station with the glacier dome.

A single GPR line was carried out as part of the reconnaissance geophysical survey. The sounding frequency was 500 MHz and the recording length was 200 ns. The section along this line is shown in Fig. 17

The relief of the subsurface lake basin is not clearly defined on the section. Its boundaries are reliably determined by the presence of a bright ice-water boundary (1); the ice floor is traced fragmentary (2). The maximum depth of the lake on the profile was determined to be 1,98 m thanks to measurements taken in the borehole; the composition of the bottom was also determined according to the borehole. Knowing that the basin of the lake is composed of ice, we will continue to call it supraglacial.

To the east of the water edge of Kuvaev Lake, the ice lies on a rocky base (3), and in the western part of the line there is a contrasting wide boundary (4). When the sea-level correction is made, the angle of its inclination is straightened and the boundary becomes almost horizontal. When interpreting the data, it has been suggested that this boundary marks the top of the second, deeper reservoir, which lies below Kuvaev Lake.

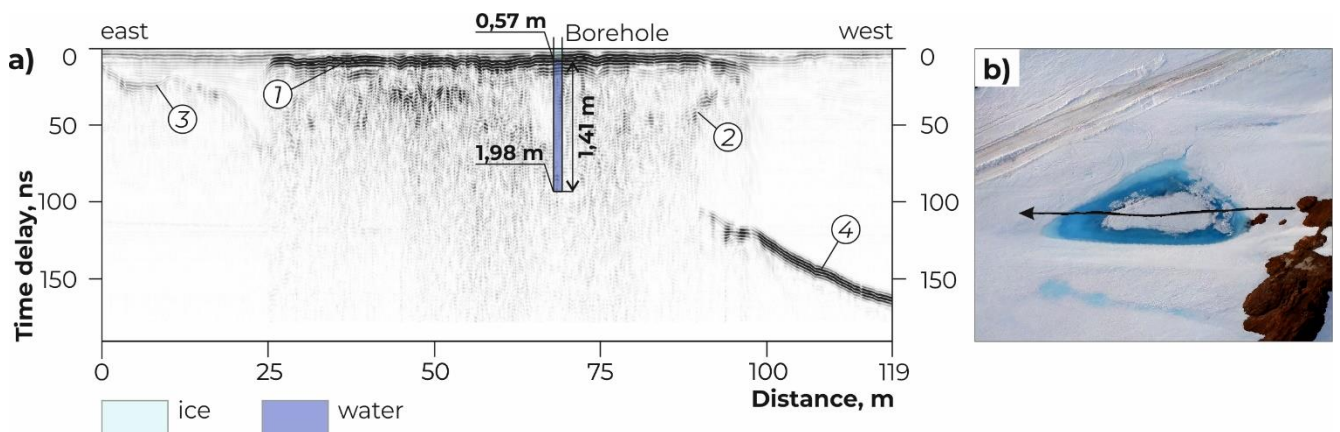


Fig. 17. Subglacial reservoir under Lake Kuvaeva: the first finding

a – section along the reconnaissance line through Kuvaev Lake; b – location scheme (orthophotomap from 21.01.20)

Legend: 1 – boundary between ice and water of the supraglacial Kuvaev Lake; 2 – icy bottom of the Kuvaev Lake; 3 – ice-bedrock boundary; 4 – the roof of the subglacial lake

The hypothesis of presence of a subglacial lake within the site was confirmed by the results of a detailed survey. The survey was also carried out at a frequency of 500 MHz, but with a time range of 500 ns – the maximum value for this antenna unit, which allows high quality data to be obtained. The new reservoir was given the working name "Prince Eugene Lake".

Let us look at the data obtained during the second stage of the geophysical work. The GPR time section in Fig. 18a is interesting because it shows the relationship between the supralacial and subglacial lakes. The bottom of the ice basin of Kuvaev Lake is marked by reflection (1). The ice layer lies on the

bedrock in the western (0 – 105th m) and eastern (185th – 214th m) parts of the line. In the central part, it overlaps a subglacial reservoir.

The wave pattern corresponding to the location of Prince Eugene Lake is not quite typical here. Multiple waves are missing due to insufficient time range; the ice-water boundary (3) is barely distinguishable from the 150th metre of the line – the wave energy is absorbed as it passes through a supralacial lake. The eastern boundary of the subglacial reservoir is only apparent from the diffracted wave (4) – much less distinct than the diffraction from the western wall of the lake.

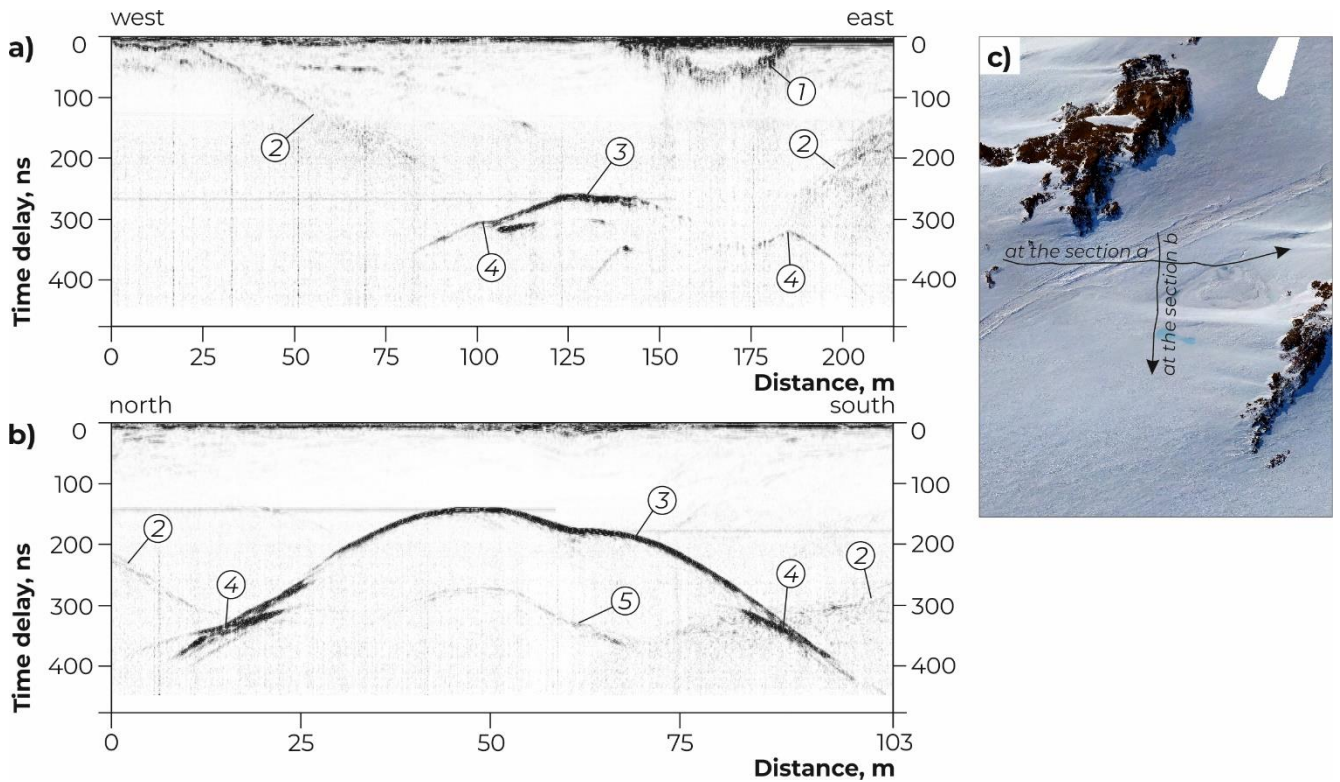


Fig. 18. Examples of GPR time sections on the Prince Eugene subglacial lake.

a – along the west-east line, through the near-surface Kuvaev Lake; b – along the north-south line; c – location scheme of the lines (orthophotomap from 03.03.2020)

Legend: 1 – bottom of Kuvaev Lake; 2 – bedrock; 3 – top of a subglacial lake; 4 – diffracted waves from the edges of a subglacial lake; 5 – multiple wave from the top of a subglacial lake

The section shown in Fig. 18b is more familiar. Here, the convex top of the subglacial lake comes closer to the surface, allowing a multiple wave (5) to be seen within the selected time range. In addition, in the absence of a supraglacial reservoir in the upper part of the section, the ice-water boundary (3) remains contrasting throughout, as do the diffracted waves from the lake margins (4).

The next stage of the work was to carry out 75 MHz GPR survey to map the relief of the subglacial lake basin. Unfortunately, this was not possible: even the power of this antenna was insufficient. Nevertheless, according to the results of the work with the high-frequency antenna unit, it was possible to obtain the first important data on the structure of the site (Fig. 19).

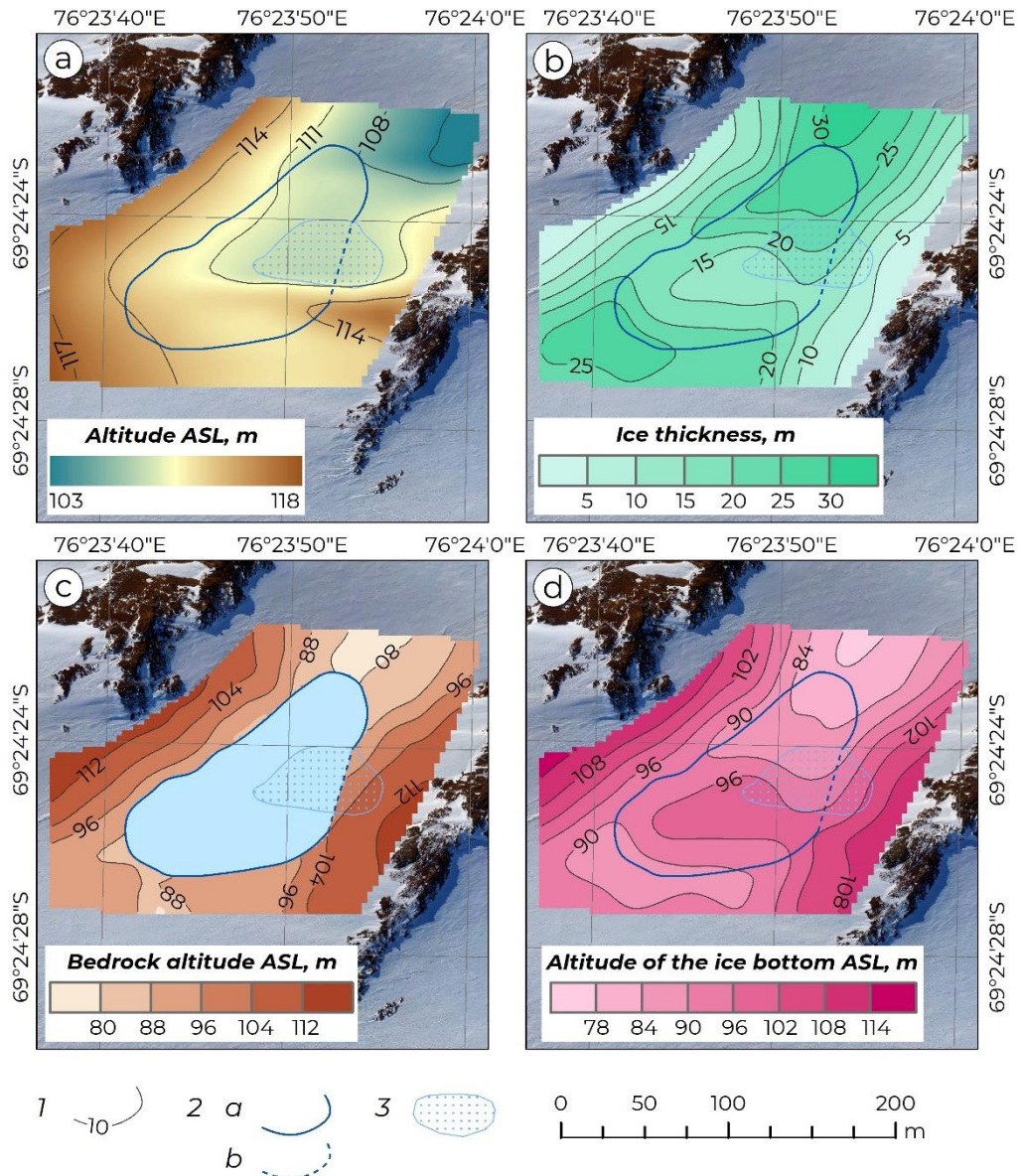


Fig. 19. Results of the geophysical work on Prince Eugene Lake

a – chart of altitude of the surface above sea level (a.s.l.); b – chart of ice thickness; c – chart of bedrock altitude; d – chart of altitude of ice layer bottom

Legend: 1 – isolines of target parameters; 2 – boarder of Prince Eugene Lake (a – reliable, b – interpolated under the supraglacial lake); 3 – contour of Kuvaev supraglacial lake. At the section c the subglacial lake is additionally shown with a blue filling (there are no data on the bedrock altitude in this area)

The altitude drop of the surface is 15 m, while the two most steeply sloping zones are clearly visible – above the 108 m isoline and around the 114 m isoline (Fig. 19a). Here elongated ice ridges are developed, a form of relief that is characteristic of the oasis. They are formed from the leeward western side of the hills by the constant influence of eastern winds. The location of the Kuvaev supraglacial lake is limited to the plateau, which is bounded by a height of 111 m.

There is an inverse correlation between the distribution of ice thickness (Fig. 19b) and the bedrock altitude (Fig. 19c) in the areas where both values are known. On the chart of the subglacial relief, by interpolating its character in the area of no-data, the presence of a narrow depression extending from northeast to southwest can be assumed. Maximum ice thickness is restricted to the deepest marginal parts of this depression. A subglacial lake probably fills the depression. It is interesting to note that the northwest and southeast walls of the basin appear to be rocky, whereas the southwest and northeast ends of the basin are plugged by ice. Another feature of the lake structure is the strongly convex roof (Fig. 19d). The altitude of the bottom of ice layer covering the reservoir varies from 79 m in the northeast part to 99 m in the central part and then decreases to 88 m at the southwest end. This uplift coincides with the position of a large ice ridge and an area of minimum ice thickness within the water area.

The study of Prince Eugene Lake is not yet complete. In the coming field seasons, it will be necessary to supplement the available data with information on the structure of the lake basin, to carry out boreholes that will make it possible to confirm the geophysical data, to take water samples and to explain the surprising features of its structure. However, in the context of the thesis, this object is already of interest because it shows how the technique proposed by the author for the identification of subglacial reservoirs should work. It should be noted that in the first section obtained within the site, only one of the three search criteria was observed – a wide contrasting flat ice-water boundary – but this was sufficient to assume the presence of a subglacial lake and to assign an additional survey. Finally, we present the main morphometric characteristics of Prince Eugene Lake obtained in March-April 2023:

-*surface area*: 10,1 thousand m², which is comparable to the area of lakes LH-59 (9,547 thousand m²), Low (9,356 thousand m²), Bruehwiler (10,0 thousand m²);

-*length*: 165 m;

-*width*: 76 m.

3.3. Special case: mapping the water edge of lakes partially or completely covered by thick lake ice

The need to use geophysical methods to search for and locate subglacial and englacial lakes is beyond doubt. Indeed, these bodies of water are inaccessible for direct observation and it is almost impossible to detect them without the use of remote sensing methods. Much more common in Antarctic oases, however, are lakes that open partially or completely from annual ice during the warm season. Their boundaries are usually well defined by visual observations and aerial photography, except in cases where the lake is not bounded by a rock wall but by a snow-ice dam. The lake ice may gradually penetrate into the ice pack of the dam, and in the warm season the water edge may gradually move under the dam. At the same time, there is no visual change on the surface for a long time. The task of determining the true position of the water edge at any given time can only be solved using geophysics.

In addition, geophysical methods are also useful when it is necessary to map the boundaries of lakes covered by thick perennial lake ice. The fact of their existence is usually established by the results

of the analysis of aerial photographs: the water surface is flat and smooth, and there is usually no snow accumulation on its larger area. However, the true position of the borders of such lakes often differs from what is visually observed: for example, they may be partially covered by perennial snowfields or ice from a nearby glacier.

The technique described above was for mapping subglacial and englacial reservoirs. In this paragraph we will consider its applicability and specifics in solving tasks related to the study of the structure of lakes that open from ice during the warm season and lakes covered by perennial lake ice.

3.3.1. Perennial dry lake ice

Let us consider a situation where a lake is completely covered by perennial lake ice, using Boulder Lake as an example. This example also illustrates the importance of mapping the boundaries of such reservoirs:

- Boulder Lake is outburst-likely, moreover, its breakthrough in January 2017 led to the formation of a sinkhole in the western part of Dalk Glacier, and in January 2020 to the filling of the sinkhole with water and the formation of an ice reservoir in its place;

- when studying the mechanisms of lakes' outbursts and modelling such processes, it is necessary to know the morphometric characteristics of the reservoirs, including the exact position of their borders and volume;

- for lakes covered by a thick ice cover, GPR is the optimal method of investigation, and it is reasonable to carry out geophysical work in several stages: (1) high-frequency survey to determine the exact borders and calculate the ice thickness; (2) low-frequency survey, assigned taking into account the boundaries defined in the first stage, to study the structure of the lake basin.

Let us turn to the section obtained during the first reconnaissance survey of Boulder Lake during the 63rd RAE season (2017/2018). In contrast to other objects, the work here was carried out with the OKO-2 GPR (Russia) and a 150 MHz antenna unit, and the positioning of the observation network was carried out using the Garmin 62 tourist navigator.

The wave pattern observed (Fig. 20a) is virtually indistinguishable from that seen previously on subglacial lakes. As in the previous cases, the position of the reservoir is marked by a contrasting ice-water boundary (1), diffracted waves (2) and multiple waves (3). The reservoir fills a depression in the rocky basement (4). Reverberation zones (5) are associated with the presence of watered snow areas and do not affect the quality of the data.

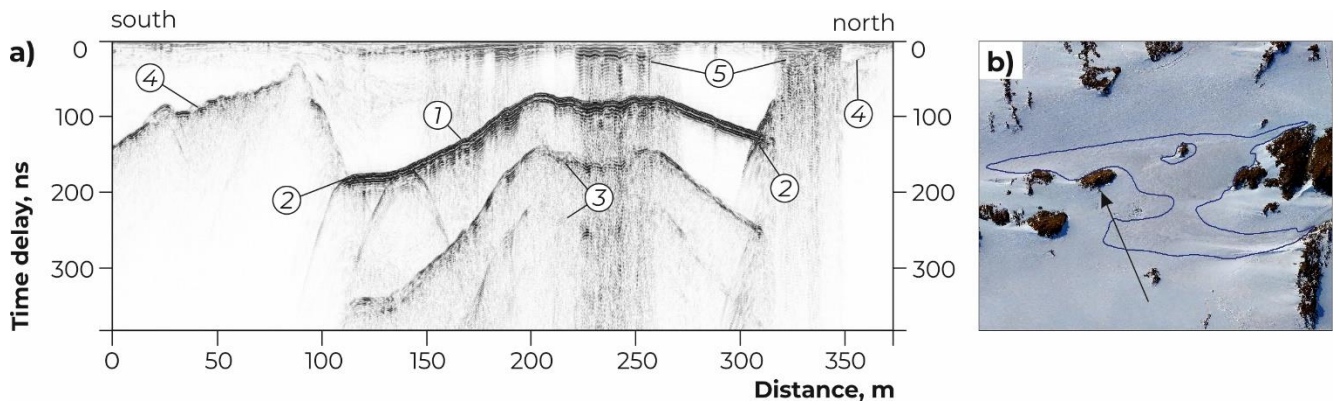


Fig. 20. An example of a wave pattern on a lake covered by dry perennial lake ice
 a – GPR time section of Boulder Lake; b – location scheme (orthophotomap from 07.02.2020, lake boundaries are according to (Australian Antarctic Division, 2005))

Legend: 1 – ice-water boundary; 2 – diffracted waves from the edges of the lake; 3 – multiple waves from the ice-water boundary; 4 – bedrock; 5 – watered areas of the snow layer

We should note that in the GPR section, the reservoir lies between 119th and 310th metres of the line, whereas according to the topographic map of the oasis (Fig. 20b), the borders of the Boulder Lake lie in the interval between 177th and 279th metres. In this interval, according to the GPR data, the minimum ice thickness is observed: from 3,5 to 5,5 m, assuming a relative permittivity of 3,2 units. The same part of the water surface is usually visible on aerial photographs, while the deeper marginal areas of the lake were not previously included in its borders.

Information on the morphometric characteristics of Boulder Lake, taking into account the new data, is described in detail in a review publication (Boronina et al., 2021). Without going into detail here, let us emphasise the main methodological conclusion: in the presence of dry perennial lake ice on the reservoir, the wave pattern is fundamentally similar to that corresponding to the presence in the section of the reservoir overlain by thicker glacial ice.

3.3.2. Watered lake ice

Let us assess how the water content in the lake ice changes the wave pattern based on the results of the work carried out in December 2022 on the snow-ice dam of Progress Lake. The aim of this survey was to determine the position of the water edge hidden by snow and ice, and to assess the likelihood of erosion of the route through the bridge. To assess the quality of the lake ice in the vicinity of the work site, two points of mechanical non-core drilling were used which confirmed the water content within the ice cover.



Fig. 21. View of the dam of Progress Lake on 13.12.2022

The double dotted line shows the route

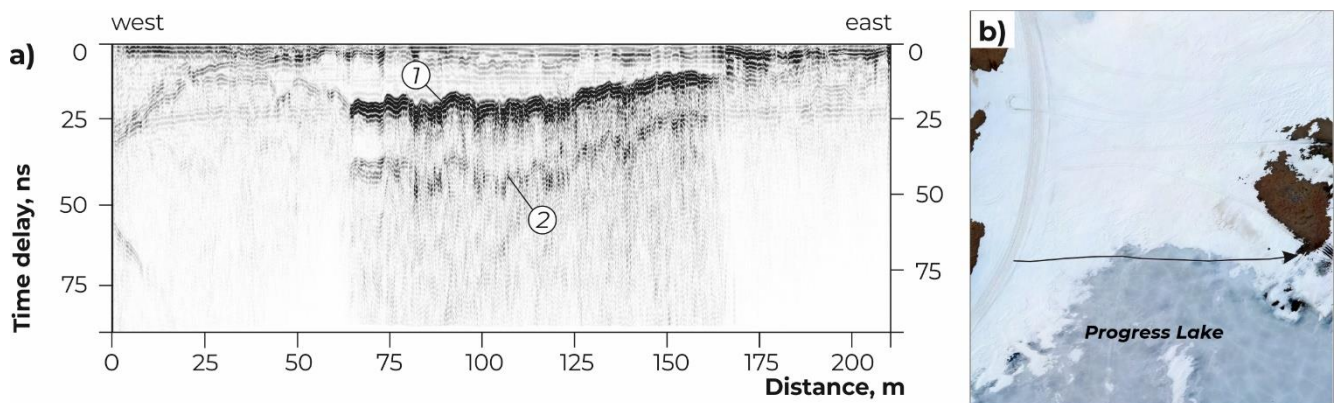


Fig. 22. Watered lake ice on GPR section: Progress Lake

a – GPR time section (frequency 500 MHz); b – location scheme (orthophotomap of 14.12.2022)

Legend: 1 – ice-water boundary; 2 – multiple wave formed by the ice-water boundary

The shoreline of the lake is being intersected in the central part of the line. As in the previous cases, a contrasting boundary (1) corresponds to the contact of ice and water, but it is more blurred and rough than in the case of dry ice. Only one multiple wave (2) is shown below, there are no diffracted waves at the edges of the reservoir.

A similar image was obtained during the GPR profiling of Glubokoe Lake (area of the Molodyozhnaya Field Base) in the season of the 64th RAE (2018/2019). Let us briefly describe the section shown in Fig. 23. The southern shore and the part of the water area adjacent to it are covered by a thin layer of snow (1); below this, the ice layer in the marginal zones of the profile overlaps the bedrock (2). At the end of the route, the thickness of the ice is much greater than at the beginning, and there is an internal stratification within the layer (3).

At the time of the work, Progress Lake was completely covered with ice (Fig. 21). To map the position of the shoreline, three GPR lines were held within the dam: two of them were parallel to the lake shore and one was orthogonal to it and the route. Fig. 22 shows an example of a section along a line that crosses an area of watered lake ice.

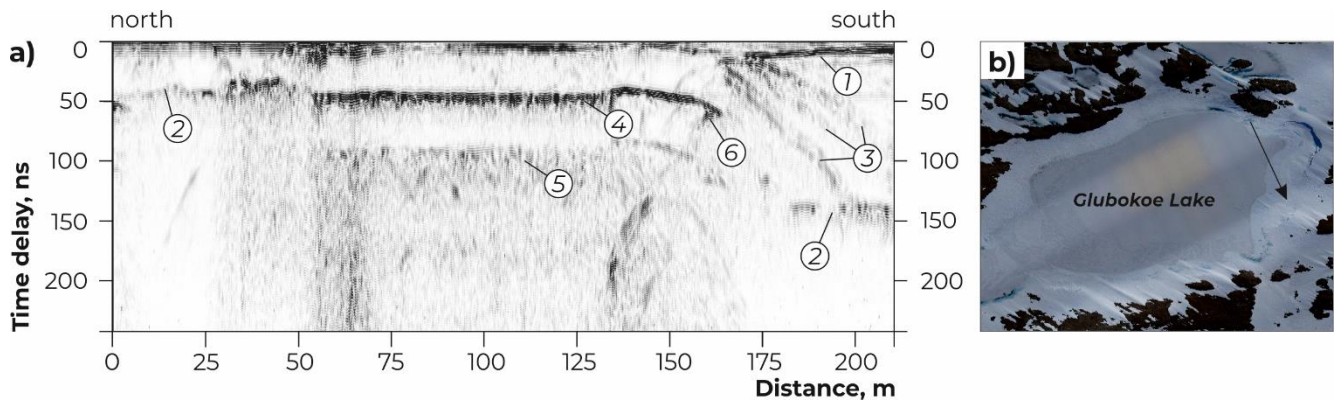


Fig. 23. Waterlogged lake ice on GPR section: Glubokoe Lake

a – GPR time section (frequency 500 MHz); b – location scheme (aerial photograph provided by “Aerogeodesia” JSC)

Legend: 1 – snow-ice boundary; 2 – ice-bedrock boundary; 3 – internal stratification of the ice layer; 4 – ice-water boundary; 5 – multiple wave formed by the ice-water boundary; 6 – diffracted wave from the edge of the lake

The ice-covered lake is observed from 30th to 162nd metres of the line and is marked by a bright ice-water boundary (4), a multiple wave (5) and a diffracted wave (6). As in the case of Progress Lake, the reflection from the lower edge of the ice is blurred and the multiple wave is faint. The difference is the presence of a single diffraction from the southern wall of the lake, which is also characterised by low contrast.

Summarising the above examples, we can conclude that when the lake is covered by strong lake ice and the ice layer is intensively irrigated, the observed wave pattern will look as follows: the bright ice-water boundary is blurred and rough, multiple waves are weakly manifested, diffracted waves from the edges of the reservoir may be absent or of low contrast.

3.4. Antares Lake: an example of a reservoir with a double type of ice cover

The differences in the GPR image of reservoirs covered by strong glacial ice and by waterlogged lake ice have been shown above. Let us consider a situation where both types of ice cover are developed on the same lake, on the example of Antares Lake (working name), located in the marginal part of the glacier, south of Progress Lake (Fig. 24a).

The first studies on the site were carried out in March-April 2023 to determine the boundaries and morphometric characteristics of this reservoir, identified by the analysis of aerial photographs of the oasis. A reconnaissance geophysical survey was carried out at a frequency of 500 MHz. The results indicated the presence of a subglacial part of Antares Lake, and subsequent investigations were supplemented by work with a low-frequency (75 MHz) antenna unit and mechanical cavernless drilling to a depth of 4,5 m. In the case of successful penetration to the lake, manual measurements of water depth and ice thickness were also carried out in the boreholes.

Typical examples of GPR sections of Antares Lake are shown in Fig. 24c (frequency 500 MHz) and Fig. 24d (frequency 75 MHz). The site is characterised by the rugged relief of the surface, and for clarity Fig. 24e shows an uninterpreted GPR section obtained at a frequency of 500 MHz, taking into account the topography. It should also be noted that the relief has meant that not all of the study area has been covered with low frequency survey – the design of the antenna unit makes it difficult to move it over areas with a large surface slope.

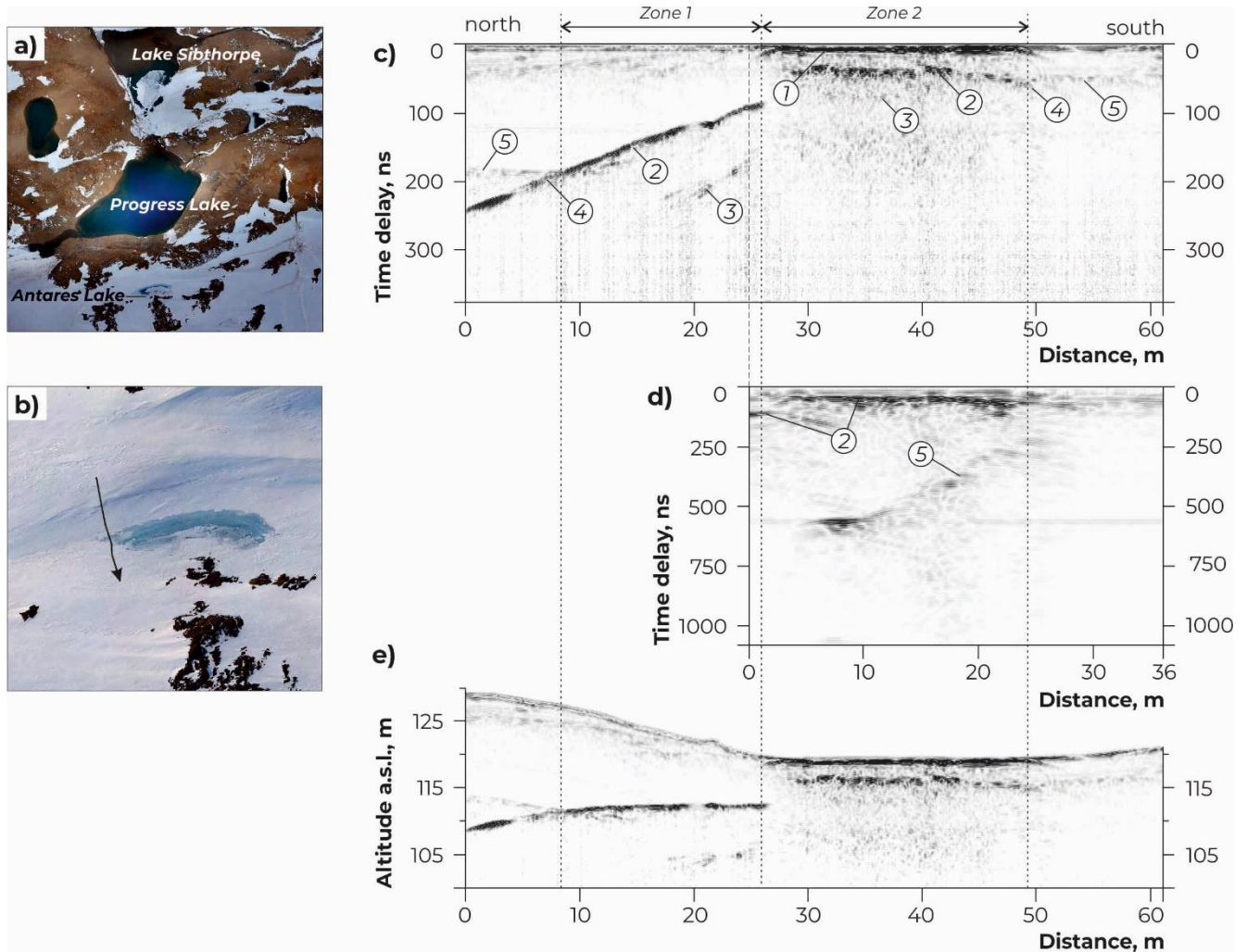


Fig. 24. GPR sections of Antares Lake: glacial and watered lake ice

a – location of the work site (orthophotomap of 06.02.2020); b – location of the line(orthophotomap of 14.11.2019); c – GPR time section at a frequency of 500 MHz; d – GPR time section at a frequency of 75 MHz; e – uninterpreted section at a frequency of 500 MHz with the sea-level correction

Legend: 1 – boundary between dry and wet lake ice; 2 – ice-water boundary; 3 – multiple waves formed by the ice-water boundary; 4 – diffracted waves from the edges of the lake; 5 – bedrock

Let us turn to the section obtained with a high-frequency antenna unit. The presence of an ice reservoir is noted from the 8th to the 49th metres of the line, and within its limits two main zones can be distinguished. The upper part of the section within zone 1 consists of a low contrast pack of glacial ice. In zone 2, an intense reflection (1) was observed near the surface, which, according to drilling data,

marks the boundary between dry and intensively watered lake ice. Below, within both zones, characteristic signs of presence of a subglacial lake are observed, but in zone 1 the wave pattern corresponds to the image of a subglacial reservoir, and in zone 2 to the image of a lake covered by watered perennial lake ice. Thus, the ice-water boundary (2) is clear in zone 1 and blurred and rough in zone 2; a multiple wave (3), clearly visible in zone 1, is barely discernible in zone 2. Finally, the northern boarder of the lake is marked by an intense diffracted wave (4), whereas in the southern part the diffracted wave is extremely weak.

The differences in the structure of the ice covering the lake are less pronounced in the section obtained at a frequency of 75 MHz (Fig. 24d), but it allows us to establish that the lake bed is rocky and to trace this reflection (5).

We should note that when altitude data along the line is entered to the sections (Fig. 24e), the ice-water boundary within zone 1 straightens and becomes subhorizontal.

The GPR data, both high and low frequency, do not reflect the smooth transition of ice thickness from zone 1 to zone 2; at the boundaries of the zones there appears to be a gap in the ice thickness data. The sharp increase in ice thickness in this part of the lake was confirmed visually – a GoPro camera was lowered into the borehole on a custom-built rigid telescopic structure. The filming depth was fixed approximately: at each metre of immersion, the camera was rotated on its axis. The depth at which the shots were taken was then estimated from these rotations.

Fig. 25a shows the transition zone between the part of the water surface covered by lake ice and the subglacial part. There is indeed a rapid increase in ice thickness, which is not reflected in detail in the GPR data. Underwater photography also allowed us to confirm that the bottom of the reservoir is rocky (Fig. 25b) and to visually assess the main fetures of the underwater relief, in particular the presence of a gentle slope of the basin towards the north. This information was subsequently taken into account when processing the GPR data.

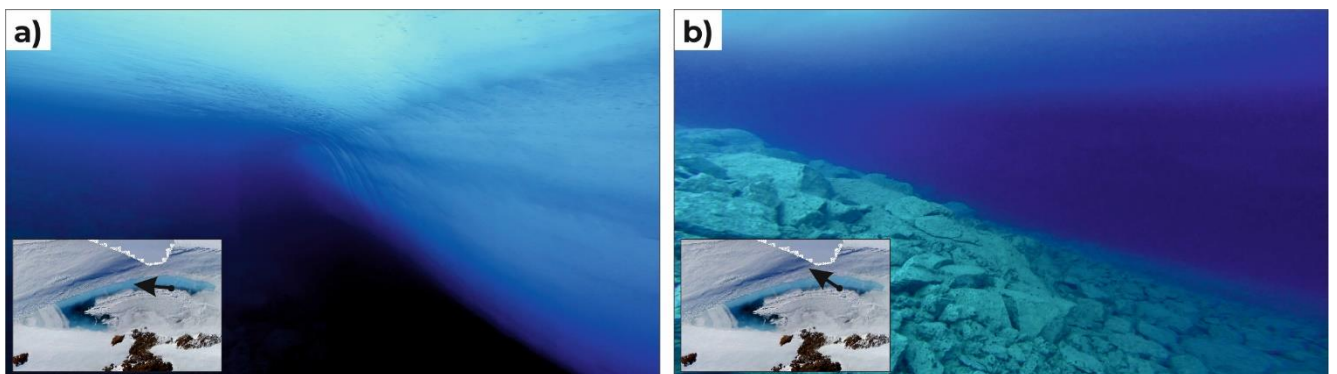


Fig. 25. Underwater photos of Antares Lake

a – increase in the ice thickness (the depth of the survey is about 4 m); b – relief of the basin

The first results of the studies carried out on Antares Lake are reflected in the form of charts of the structure of the site (Fig. 26). It should be noted that the charts of the relief of the rocky basin (Fig.

26d) and the thickness of the water column (Fig. 26e) are purely preliminary: in the part of the site with the steepest relief of the surface, it was not possible to carry out a low-frequency GPR survey and thus map the structure of the lake basin. Interpolation was used in the area with no-data (see Fig. 26f). When constructing the grids, the data from the underwater photography was taken into account: for example, the images show an increase in the slope of the bottom surface towards the north, and this at least does not contradict the resulting chart of the structure of the basin. The resulting models can therefore be used for a rough assessment of the morphometric characteristics of the reservoir, as well as a base when designing the next stages of work.

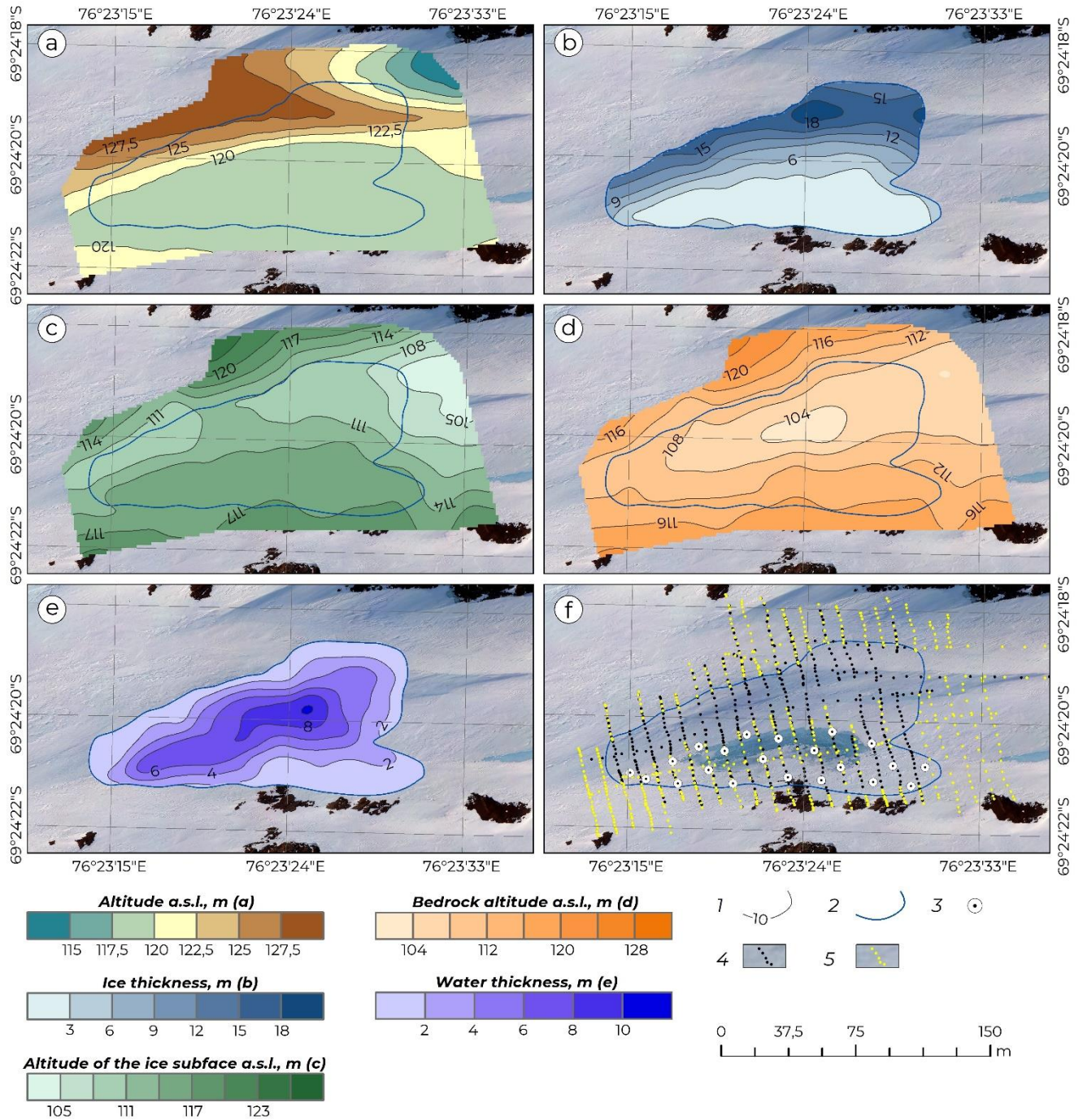


Fig. 26. Structure of Antares Lake

a – chart of altitude of the surface within the site above sea level; b – chart of ice thickness within the lake; c – chart of altitude of ice layer bottom; d – chart of the rocky basin structure; d – chart of water thickness; e – survey data used for the construction of the grids

Legend: 1 – isolines of target parameters; 2 – boarder of Antares Lake; 3 – points of mechanical non-core drilling; 4 – points for construction of a grid of ice thickness; 5 – points for construction of grids of relief of the rocky basin and water thickness

Two zones can be distinguished in the relief of the site (Fig. 26a): a large flat area, within which the part of Antares Lake visible in the images is located, and a steep ice ridge of wind origin. The difference in elevation is 16,6 m; the surface of the visible part of the lake is close to 118 m above sea level.

The thickness of the ice (Fig. 26b) generally correlates with the relief of the surface, increasing from 1,5 to 19 m in a northerly direction. There are no significant variations in ice thickness within the visible part of the water surface. It should be noted that the difference in absolute heights within the reservoir is only 10 m (from a minimum of 118 m to a maximum of 128 m), i.e. in the structure of the ridge as a relief form, the main role is played by the ice layer.

An interesting feature in the structure of the ice layer is the linear lowering of its lower edge, corresponding to the position of the ridge (Fig. 26c) – the probable reasons for this could be both the gradual subsidence of the layer under the influence of gravity, and the build-up of ice in contact with water, or a combination of these factors. In the northeast bay of the lake, it is the ice that plugs the water layer – the altitude of the ice bottom is minimal here, at 105 m above sea level.

The basin of Antares Lake (Fig. 26d) is elongated in a west-northwest – east-southeast direction. The coastline is not indented, except in the eastern part where two small bays are prominent. In the middle of the southern shore, there is a small local uplift that extends northwards – it naturally continues the ridge visible above the snow surface outside the water area.

There are no gradient zones in the pattern of the underwater relief; the absolute elevations of the bottom gradually decrease from the edges, reaching a minimum value of 102 m in the central part. We should note that the value of 102 m is located in the interpolated area where there were no measurements, but it can be considered sufficiently reliable – the point where it is measured is close to the points where there are real data. At the same point the maximum value of the water column thickness is reached – 10,2 m (Fig. 26e).

The morphometric characteristics of Antares Lake, calculated on the basis of the results of the work, are given in Table 7.

Table 7. Morphometric characteristics of Antares Lake: first estimates

<i>Parameter</i>	<i>Max. water thickness</i>	<i>Average water thickness</i>	<i>Volume</i>	<i>Area</i>	<i>Length</i>	<i>Width</i>	<i>Length of the shore line</i>
------------------	-----------------------------	--------------------------------	---------------	-------------	---------------	--------------	---------------------------------

Continuation of the Table 7

<i>Value</i>	10,2 m*	3,7 m*	39,6 thousand m ³ *	10,7 thousand m ²	186 m	89 m	493 m
--------------	---------	--------	-----------------------------------	---------------------------------	-------	------	-------

**preliminary estimates based on interpolated data*

Comparing the pre-calculated values with the characteristics of other lakes of oasis, we can see that the volume of Antares Lake is almost equal to the volume of Lake LH-73 (39,4 thousand m³, Boronina et al., 2019) and slightly less than the volume of Lake Cameron (43,8 thousand m³, Field report..., 2022). In terms of area, it is comparable to the previously described subglacial Prince Eugene Lake and Lakes LH-59, Bruehwiler and Low.

In the course of further research, it is interesting to reconstruct the history of the formation of Antares Lake in its present form: how one part of it became generally open, and the second – buried under the layer of the glacial ice. When we talk about improving geophysical methods for studying glacial lakes, this is a reference example of a reservoir with a double type of ice cover, which is reflected in the GPR data by the presence of two zones with distinctly different wave patterns within one reservoir.

3.5. Interim conclusions

In this chapter, the results of the studies carried out between 2017 and 2023 on the different water bodies of the Antarctic oases were reviewed. Let us briefly summarise its results.

- **The work on Progress Lake** made it possible for the first time to propose a technique for reliable and prompt mapping of lakes covered by a thick layer of ice using GPR method. Data on the structure of the lake obtained by this technique were independently verified by drilling on a frequent network, underwater photo and video survey, and long-term hydrological observations.

- **The example of the reservoir that existed earlier and exists now at the place of the sinkhole in Dalk Glacier** showed the applicability of the technique at a known subglacial lake.

- **Prince Eugene Lake** is the first case where the proposed technique has allowed us to discover a new subglacial reservoir based on the results of reconnaissance work. We should mention that due to the parameters and geometry of the survey, only one of the three criteria included in the technique was seen on the reconnaissance GPR line, but even this was sufficient to identify the lake.

- **The examples of lakes Boulder, Progress and Glubokoe** showed the peculiarities of the GPR image of reservoirs covered with perennial lake ice – dry or watered.

- **Antares** is a lake where two types of ice are met: glacial and watered lake ice, and then we observe two different types of wave pattern on the sections that cross the reservoir. The presence of such an example is important to avoid further ambiguity in the data interpretation (for example, at the initial stage of work on Antares Lake the author considered the version that two vertically separated bodies of water exist independently within the site, as it was in the case with Kuvaev Lake and Prince Eugene Lake).

Let us summarise the results of this work in the context of the first statement to be defended:

A reservoir covered by glacial ice or a thick dry lake ice is reflected in medium- and high-frequency GPR data (1) by the presence of a bright, high-amplitude subhorizontal boundary formed by the contact of ice and water; (2) with sufficient recording length – by the presence of one or more multiple waves formed by the ice-water boundary; (3) by the presence of diffracted waves in the marginal parts of the reservoir.

In the case of watered lake ice, the ice-water boundary appears rough on the radarogram, multiple waves are weakly expressed, and diffracted waves marking the edges of the reservoir are barely discernible or absent.

Let us comment on some points that may remain controversial.

1. Sounding frequency. In different field seasons, the author worked with GPR OKO (Russia), GSSI (USA), Zond (Latvia) and with different antenna units (38, 75, 150, 270, 400, 500, 900 MHz). The analysis of a large volume of data acquired has shown that the criteria listed in the statement to be defended are manifested when working at a frequency of 150 MHz and above. For example, when profiling at a frequency of 75 MHz, multiple waves from the ice-water boundary and diffracted waves from the reservoir edges are sometimes poorly developed and sometimes absent. Therefore, the applicability of the set of criteria is limited to medium and high sounding frequencies.

2. Englacial reservoirs. Not a single example of an englacial reservoir is considered in this chapter. However, the author believes that the method proposed above will be equally effective in their study. Two of the three criteria (the presence of a bright ice-water boundary and the presence of multiple waves) are determined solely by the interaction of the water layer and the ice layer covering it, and do not depend on the composition of the lake bottom. Speaking of the presence of diffracted waves at the edges of the reservoir, let us turn to examples of lakes covered with lake ice that extends to the layer of the shore ice (Progress Lake, Glubokoe Lake). Despite the fact that the ice on these reservoirs has been intensively watered, and consequently its electrophysical properties are slightly different from those of the water column, we observe fragmentary diffracted waves on them. In author's opinion, if the ice covering the lake is dry, the third criterion (the presence of diffraction from the edges of the lake) will also be manifested.

Regarding the novelty of the proposed criteria, it should be noted that a similar interpretation to the first of them was given in the works of predecessors in relation to the analysis of deep radar data in the study of large subglacial lakes in the interior of Antarctica. In the review manuscript (Glazovskiy, Macheret, 2014) we find that an important indicator of the presence of lakes is, among others, the presence of a flat reflective boundary with a weak slope, and one of the four categories of lakes includes those that are reliably distinguished by absolutely bright reflections from this boundary. The author

considers his contribution to the development of this criterion in be the consideration of its applicability in engineering and geophysical research using near-surface sounding equipment.

Most likely, criterion 2 (presence of multiple waves) could also be observed in the study of intracontinental subglacial lakes. However, given the considerable thickness of the ice covering such objects, it is quite possible that in most cases they are simply not found on radar sections due to the limited time range. For work using the GPR method, it is certainly applicable.

Finally, to summarise the results of the research, it should be noted that, thanks to the technique proposed by the author, in Larsemann Hills it became possible to discover a new minor subglacial lake (Prince Eugene Lake), to describe a lake fragmentary seen earlier at the aerial photos and to show the presence of its subglacial part (Antares Lake), and to reveal the vast subglacial part of the large outburst-likely Progress Lake.

Chapter 4. Structure of the dams of outburst-likely lakes based on ground-penetrating radar data

One of the most common scenarios of outburst floods of lakes in Antarctic oases is the outburst through a snow-ice dam followed with the formation of a drainage channel within its body. The following stages are usually observed in this process:

- at the beginning of the outburst flood, the channel is covered by a snow bridge;
- within a few days, the plate of snow covering the channel collapses almost completely, is being destroyed and carried downstream by the flow of water;
- the breached reservoir remains in the discharge regime until the water level on the lake decreases below the rocky wall of the basin or until the ice cover begins to form. During this period, the lake water is discharged through an open channel;
- during the winter period, the channel is fulfilled with snow.

The main part of the chapter is devoted to the study of the structure of the snow-ice dams of the well-known outburst-likely lakes of Larsemann Hills. The main task of this study was to identify common features in their structure, which determine the probability and mechanism of outburst floods, as well as the position of the channels being formed. The dams of Progress Lake and Discussion Lake were considered as reference objects of the study (paragraph 4.1). On their example, a GPR image of the old outburst channels of the lakes, where floods are observed quite often, was shown. In paragraph 4.2 it is analyzed how such structures are preserved in the body of dams after several years.

In addition, in oases there is another mechanism of outburst flood – the overflow of lake water over the side of the ice wall. This is preceded by prolonged watering of the ice layer, and with the beginning of the flood an open channel is formed in the ice, which gradually deepens. In particular, this scenario is typical for large Boulder Lake. Paragraph 4.3 of this chapter is devoted to an analysis of how traces of such breakthroughs are reflected in the GPR data.

4.1. Determination of general patterns: snow-ice dams of Progress and Discussion lakes

4.1.1. Description of the work sites

Discussion Lake is a small body of water in the northwest part of the Broknes Peninsula. Its maximum depth is 4,8 m (Field Report..., 2019), the water surface area is 19,1 thousand m² (Field Report..., 2018). The outburst floods of Discussion Lake were observed annually during the seasons of 63rd (2017/2018) – 68th (2022/2023) RAE, while their triggering impulse was always floods of Lake LH-59 which is located above to the south. In this process, several main stages can be marked:

1. Breakthrough of Lake LH-59. Excess water masses enter Discussion Lake first through a tunnel hidden in a snowfield, and then in the form of a surface watercourse.

2. Filling of Discussion Lake. Within 1-5 days, the reservoir is filled and the absolute height of the water surface rises sharply.

3. Breakthrough of Discussion Lake. The water level decreases rapidly (e.g. in the season of the 67th RAE the amplitude of the water level decrease on the first day of the breakthrough was 0,72 m). A channel is formed within the body of the dam, plugging the reservoir in the northern part, through which the water discharge into Nella Fjord begins (Fig. 27a).

Progress Lake is dammed by a snow-ice dam in the northeast part (Fig. 27b) and breaks through once a several years. As of April 2023, the last outburst flood of Progress Lake was observed on 06.01.2020 (65th RAE season), and before that on 14.01.2019 (64th RAE season). During the outburst, a channel is being formed within the dam through which the water masses enter Lake Sibthorpe located to the north and on to the ocean. Of additional interest to the study of this site is the fact that at the dam separating Progress and Sibthorpe Lakes the transport route is located, which is intensively used during the summer time.

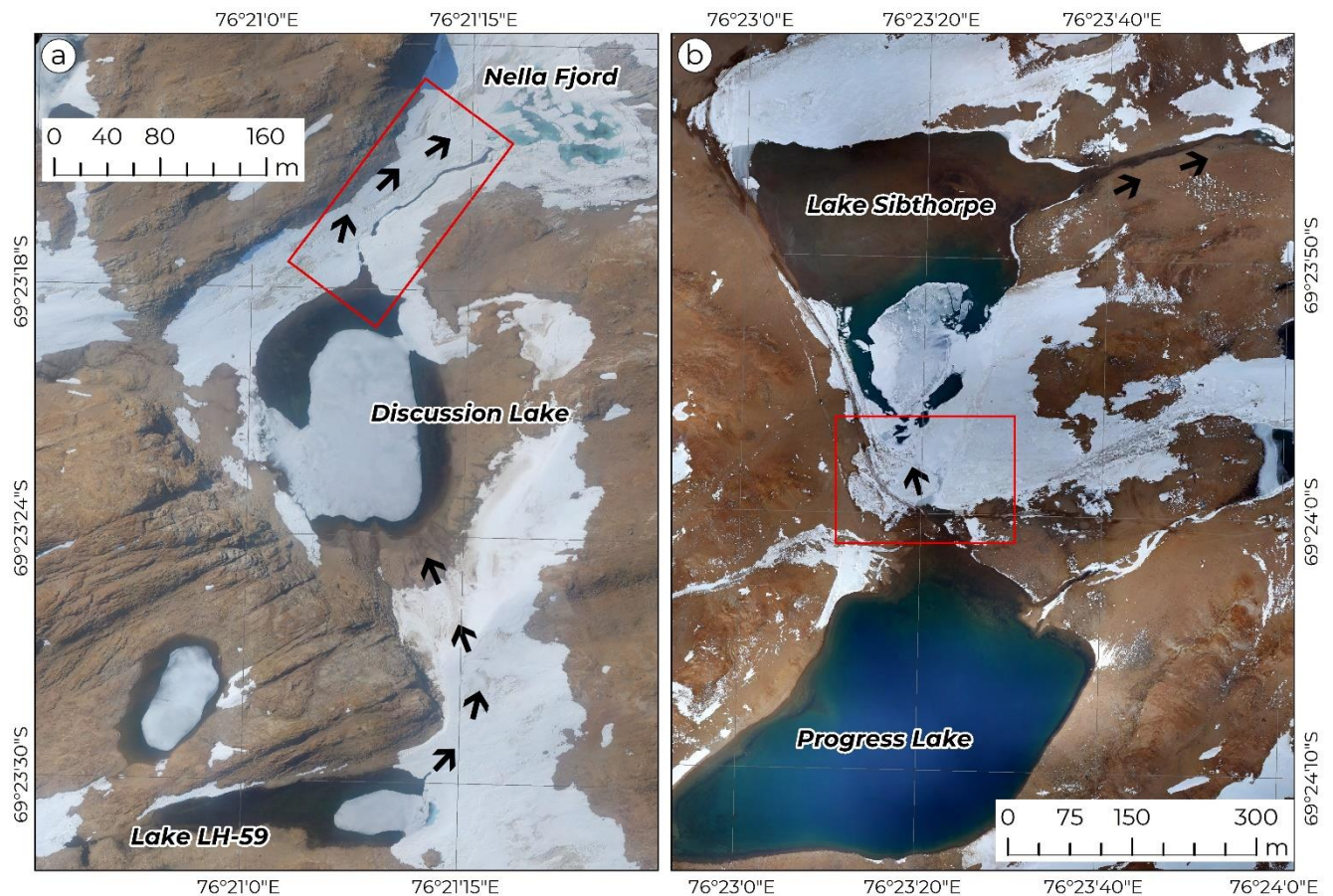


Fig. 27. Stages of outburst floods of lakes LH-59-Discussion (a) and Progress-Sibthorpe (b) Orthophotomaps from 27.12.19 (a) and 06.02.20 (b). The black arrows indicate the direction of flow of the lake water during the breakthroughs, the red polygons indicate the work sites on the dams

4.1.2. Methodology of work

First investigations aimed at studying the internal structure of the dams of Progress and Discussion lakes were carried out in the season of the 65th RAE (2019/2020). In addition, a repeated, more detailed survey was carried out at Progress Lake in the season of the 68th RAE, the results of which are presented in this paragraph. At both sites, the scope of work included the following stages:

1. Analysis of retrospective material. Before starting the work, the orthophotomaps of the sites obtained by the author or his colleagues during previous expeditions were analysed. For example, following the results of the 64th and 65th seasonal RAE, aerial photography data taken after the outburst floods of the both lakes were available, and the position of the drainage channels formed during the floods was clearly observed on the images.

2. GPR survey. Fieldwork on the dams was carried out at times when they were undisturbed, i.e. before the passage of the next breakthrough flood. The survey network at both sites was designed so that the ordinary lines intersected the previous year's channels at the orthogonally to their extension. The geometry of the routes at Discussion Lake was irregular due to the bends in the channel, but in general a distance of 10 m was maintained between lines; at Progress Lake in the season of the 68th RAE, the survey was carried out on a 10×10 m square network. The equipment included a Zond 12e ground-penetrating radar with an antenna unit of 900 MHz (Discussion Lake) and 500 MHz (Progress Lake); the network was set up and the observations were positioned using the DGPS complex EFT. A standard GPR motion sensor was also used for profiling.

3. Mechanical non-core drilling. In order to select the most accurate snow and ice velocity parameters, within the study areas drilling was carried out at several points along the lines followed with measurements of the thicknesses. These data were then taken into account when performing time-depth conversion.

4. Aerial photography with UAVs. The use of aerial photography allowed us to visually record the changes that occurred in the areas as the lakes filled, and their outburst floods formed and developed.

The GPR data processing algorithm included a primary quality control, removal of an air wave, frequency filtering to suppress high frequency interference from the DGPS rover, time-depth conversion with layer-by-layer setting of snow and ice velocities.

The values of the relative permittivity of the media were chosen taking into account the measurements at the drilling points and were for snow 1,4 units in the season of the 65th RAE, 2,02 units in the season of the 68th RAE, and 3.05 units for ice. The differences in the snow thickness parameters are understandable: in the season of the 65th RAE, the work was carried out at the beginning of November, when the snow is dry. Estimating the density, which corresponds to $\varepsilon = 1,4$, according to the Covacs formula, we obtain a value of 0,21 g/cm³, which really corresponds to dry blizzard snow (Krass, Merzlikin, 1990).

During the 68th RAE, the survey was carried out in early February. By this time, the snow thickness is saturated with moisture inflowing during the summer period and can freeze at night, forming ice crusts. The value of $\varepsilon = 2,02$ corresponds to a density of $0,5 \text{ g/cm}^3$ – a value generally consistent with observations made in pits during the 65th and 67th RAE seasons.

4.1.3. Main results

An example of a GPR time section reflecting the main features of the structure of the dam of **Progress Lake** is shown in Fig. 28. In the upper part of the section, a snow layer is expressed underlain by the ice pack (1). Within the snow layer, stratification can be seen, which is particularly pronounced within the old lake outflow channel (2). The ice layer overlaps the bedrock (3). In the part of the line corresponding to the location of the old channel (83rd – 130th m), there is a deflection expressed in the relief of the bedrock and the ice layer. In the same part of the line the maximum snow thickness of 4,3 m is observed.

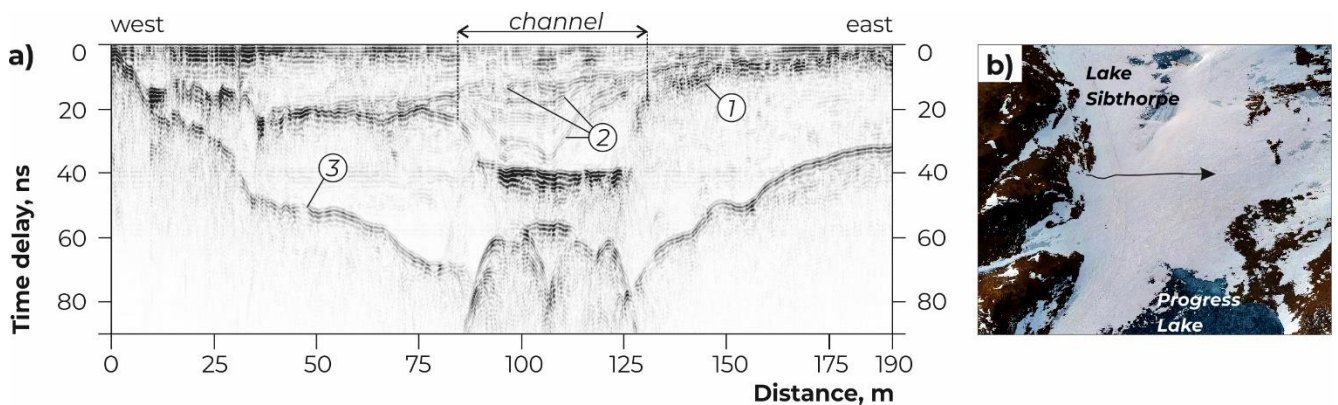


Fig. 28. An example of a GPR time section of the dam of Progress Lake (season of the 68th RAE)

a – GPR section; b – location scheme (orthophotomap from 14.11.2019)

Legend: 1 – snow-ice boundary; 2 – internal stratification of the snowpack; 3 – ice-bedrock boundary

Let us look at the charts of the Progress Lake dam structure produced by the results of the detailed GPR survey (Fig. 29). The relief of the snow surface (Fig. 29a) is characterised by two broad depressions, which are developed near Progress Lake in the southern part and near Lake Sibthorpe in the northern part. A gentle hill extends through the centre of the site along the WSW – ESE line. The maximum elevation is 65,3 m above sea level; the surface relief does not correlate with the position of the old breakthrough channel (2 in Fig. 29).

In the relief of the bedrock (Fig. 29b) in the central part of the polygon, a wide depression is developed extended from south to north. The difference in absolute elevation is 3 m – from 58 m above sea level near Progress Lake to 55 m above sea level near Lake Sibthorpe. The decrease in the relief of the bedrock is followed with the elongated deflection in the top of the ice layer (Fig. 29c), within which the maximum values of snow thickness are observed (Fig. 29d).

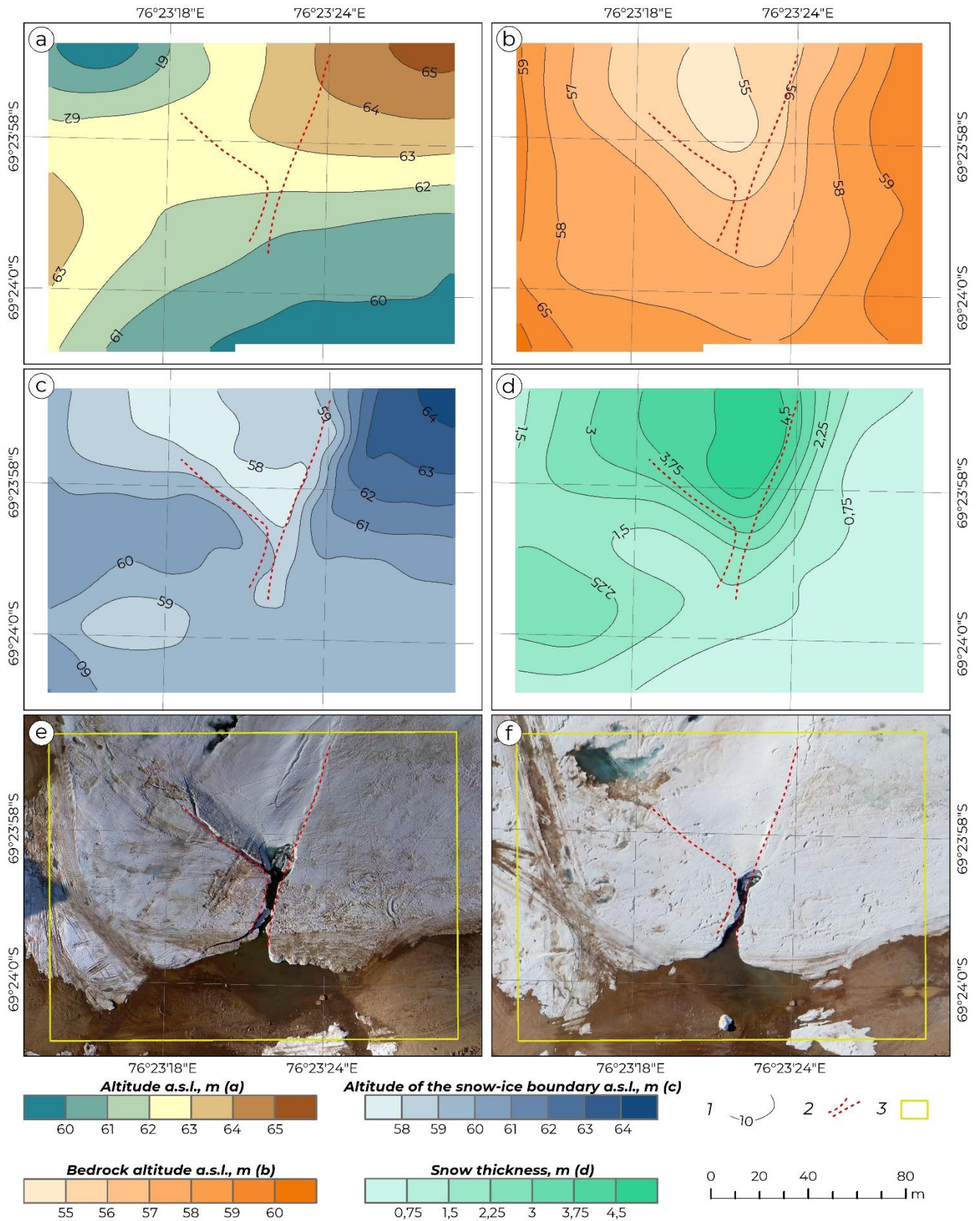


Fig. 29. Structure of the dam of Progress Lake

a – chart of altitude of the surface; b – chart of the bedrock top altitude; c – chart of the altitude of the snow-ice boundary; d – chart of the snow thickness; e – orthophotomap of the site after the breakthrough in the season of the 64th RAE; f – orthophotomap of the site after the breakthrough in the season of the 65th RAE

Legend: 1 – isolines of the target parameters; 2 – position of the old channel; 3 – on sections e, f – boarder of the work site.

The position of the discharge channel in different years was digitised from orthophotomaps obtained after the breakthroughs of Progress Lake in the season of the 64th RAE (Fig. 29e) and 65th RAE (Fig. 29f). It is noteworthy that in both years the channel was in the same location and was characterised by an unchanging configuration. If we compare the position of the channel observed in 2019 and 2020 with the charts of the structure of the site, it can be seen that it is confined to the central part, where a local decrease in the relief of the bedrock and a linear depression in the top of the ice layer develop.

The snow-ice dam of **Discussion Lake** is also characterised by a simple three-layer structure (Fig. 30). The pack of the snow, which thickness reaches a maximum of 2,48 m within the old channel, is underplayed by the ice layer in the northwest part of the line (1); then the ice pack wedges out and the snow lies on the bedrock (2). The position of the old channel corresponds, as in the previous case, to a deflection in the relief of the bedrock and the ice layer (more visible in the depth sections where the sea-level correction is made).

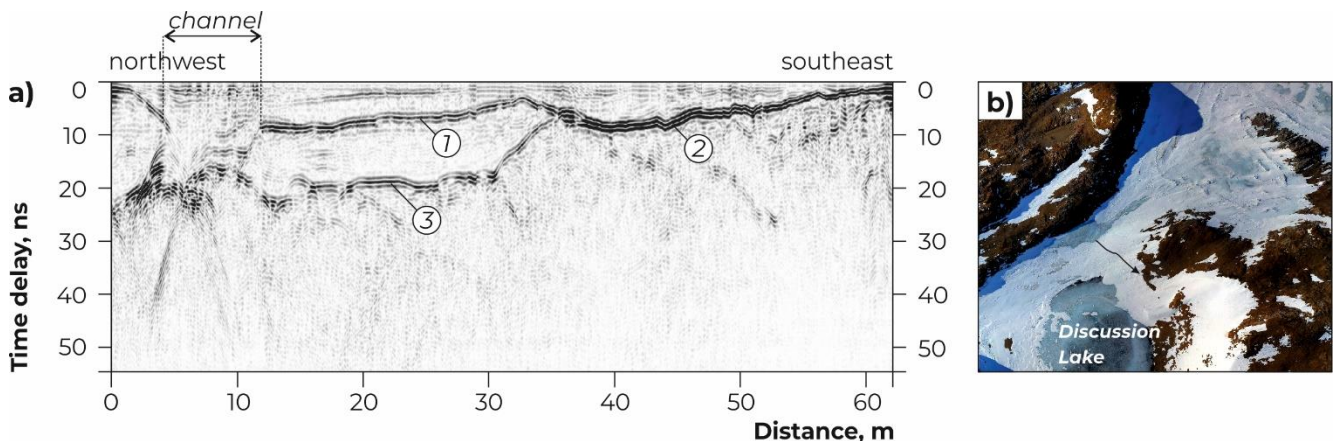


Fig. 30. Example of a GPR time section of the dam of Discussion Lake (season of the 65th RAE)

a – GPR section; b – location scheme (orthophotomap from 15.11.2019)

Legend: 1 – snow-ice boundary; 2 – snow-bedrock boundary; 3 – ice-bedrock boundary

The charts reflecting the structure of the Discussion Lake dam are shown in Fig. 31. In the relief of the snow surface (Fig. 31a), a small elevation developed in the eastern part of the polygon is interesting. This is a wind feature – a ridge formed from the lee side of a gentle hill.

The main features of the dam structure are similar to those we observed on the example of Progress Lake. The position of the old discharge channel is associated with a linear curved depression in the surface of the bedrock (Fig. 31b) and the corresponding elongated decrease in the relief of the ice pack (Fig. 31c). However, the ice sheet is not developed over the entire area of the work: closer to Nella Fjord, the snow lies on a rocky base. Maximum snow thickness is also observed within the channel. It should be noted that there is another zone of high snow accumulation closer to the eastern edge of the site, but there it forms a ridge formed under the influence of prevailing easterly winds. Aerial

photographs taken after the breakthrough of Discussion Lake in the seasons of the 64th and 65th RAE show that, as in the previous case, neither the position nor the configuration of the breakthrough channel changes year in year round (Fig. 31e, f).

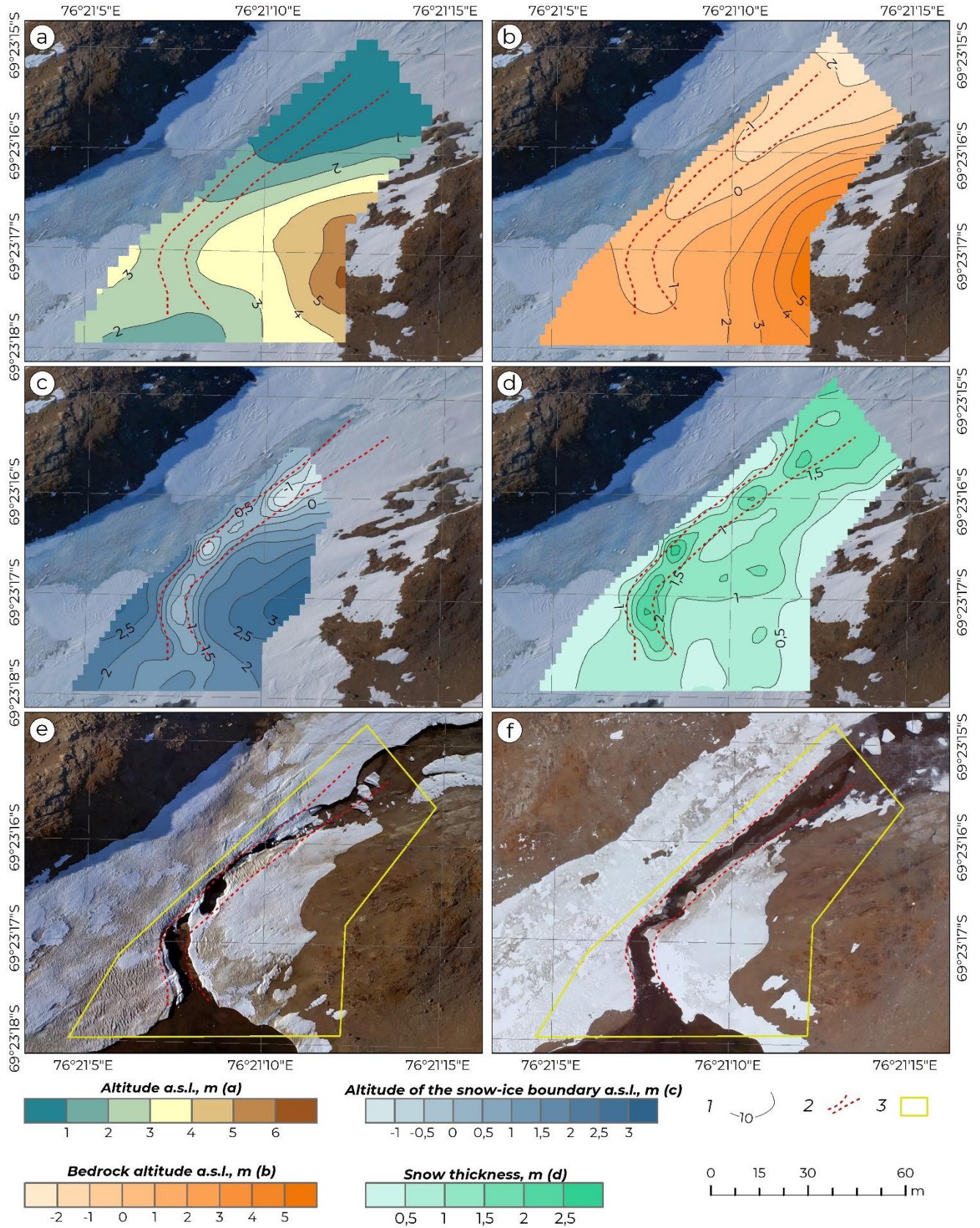


Fig. 31. Structure of the dam of Discussion Lake

a – chart of altitude of the surface; b – chart of the bedrock top altitude; c – chart of the altitude of the snow-ice boundary; d – chart of the snow thickness; e – orthophotomap of the site after the breakthrough in the season of the 64th RAE; f – orthophotomap of the site after the breakthrough in the season of the 65th RAE

Legend: 1 – isolines of the target parameters; 2 – position of the old channel; 3 – on sections e, f – boarder of the work site

An interesting feature in the structure of the dam of Discussion Lake is the fact that near Nella Fjord (the northern part of the polygon) the absolute elevation of the bedrock is below sea level. Without going into this in detail within the framework of the thesis, let us only emphasise one fact that is important from the point of view of the hydrological regime of the lake: long-term observations of the water level and salinity of the reservoir indicate that the inflow of sea water into the lake has never occurred.

Let us summarise the interim results. Both considered water bodies are breakthrough lakes, dammed by snow-ice dams, but they differ in the nature of the water level regime. The flooding of Discussion Lake is always caused by a trigger impulse – the breakthrough of Lake LH-59, whereas the overflow of Progress Lake is caused by a long, gradual inflow of meltwater during the warm season. Nevertheless, the structure of the dams of both reservoirs is characterised by common patterns:

- the position and configuration of the lake water flow channel does not change year in year round;
- the position of the discharge channel coincides with a linear decrease in the relief of the bedrock, followed with a deflection in the top of the ice layer.

In the GPR data, the presence of old channels of both lakes is manifested in the form of trough-like structures: the walls of the channels are vertical or close to vertical, the ice thickness within the channels is minimal, the channels themselves are fulfilled with snow.

4.2. Assessment of the preservation of old breakthrough channels: the example of Lake LH-73

Progress and Discussion lakes, described in the previous section, are characterised by relatively frequent outburst floods. At Discussion Lake, the survey of the dam was carried out 10 months after the last breakthrough and at Progress Lake three years after it. Let us now consider how the older channels of outburst floods of the lakes through snow-ice dams are seen in the GPR data, using Lake LH-73 as an example.

Lake LH-73 is located in a rocky depression on a hill northwest of Progress Lake (Fig. 32a, b), 27 m above the latter. It is a potentially outburst-likely. According to the information received from the employees of the Progress Station, its last outburst flood was observed in March 2017, during the wintering period of the 62nd RAE, and was accompanied by the destruction of the dam that plugs the lake in the southern part and the discharging of the lake water along the gorge to the dam of Progress Lake.

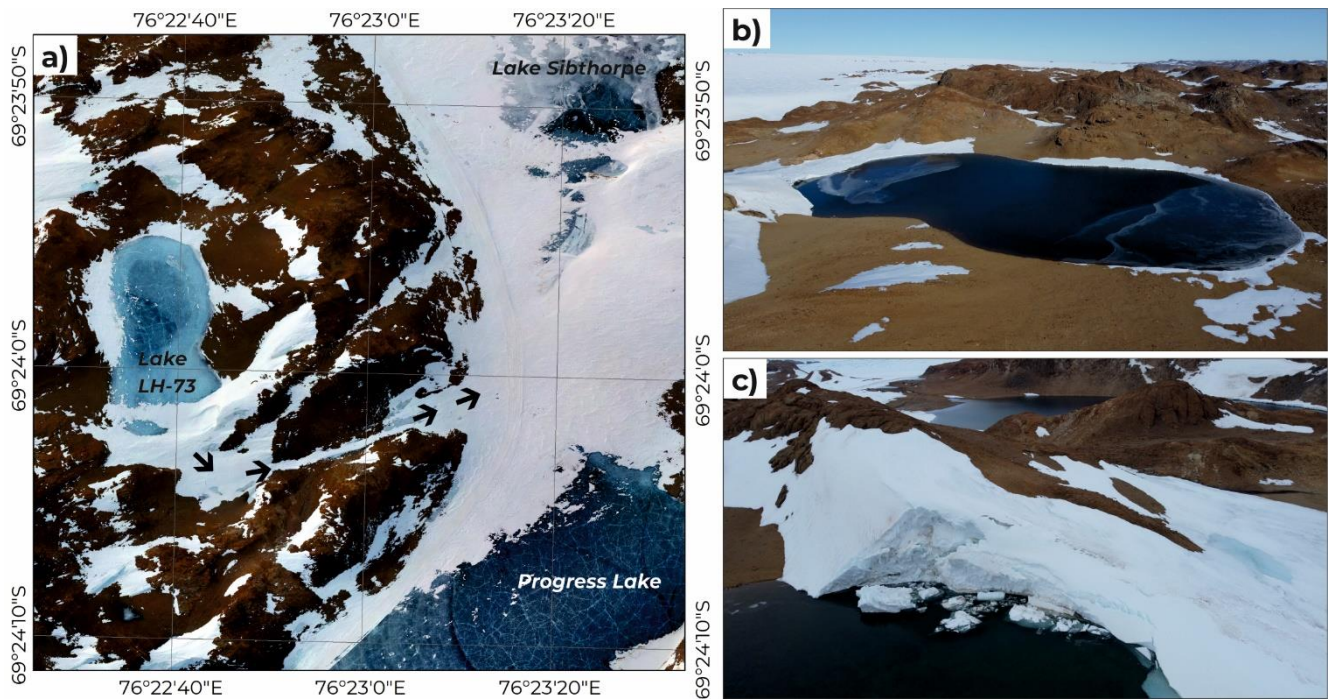


Fig. 32. Description of the Lake LH-73

a – location scheme (orthophotomap from 14.11.2019); b – general view from the northeast (photo by D.A. Yemelyanov, 19.02.23); c – view of the collapsing dam (photo by D.A. Yemelyanov, 30.01.23).

The black arrows on *section a* show the direction of the water flow during the breakthrough

After the breakthrough that occurred during the wintering of the 62nd RAE, Lake LH-73 remains in the filling stage. The level of its water surface during the observation period steadily increases from the minimum value of 85,38 m above sea level observed in December 2018 (Grigoreva, Kuznetsova, 2022) to the maximum value of 86,36 m as of 06.02.2023 (Fig. 33). Slight decreases of the water level in the autumn-winter period are explained by losses during the ice formation.

As the water level rises, the area of the water surface also increases each year. The last time this value was estimated was during the 65th RAE season by digitising the water edge from aerial photographs taken by UAVs. Then, on 06.02.2020, the area of Lake LH-73 was 30,0 thousand m² (on 08.01.2018 it was 23,8 thousand m²). The displacement of the lake's shoreline occurs mainly in a southerly direction due to the destruction of the snow-ice dam that plugs the lake (Fig. 33c; Fig. 34).

The maximum depth of Lake LH-73 was last determined by the author during the control measurements on 06.04.2023 and amounted to 4,13 m. According to (Boronina et al., 2019), in the season of the 63rd RAE the maximum depth was estimated as 3,1 m.

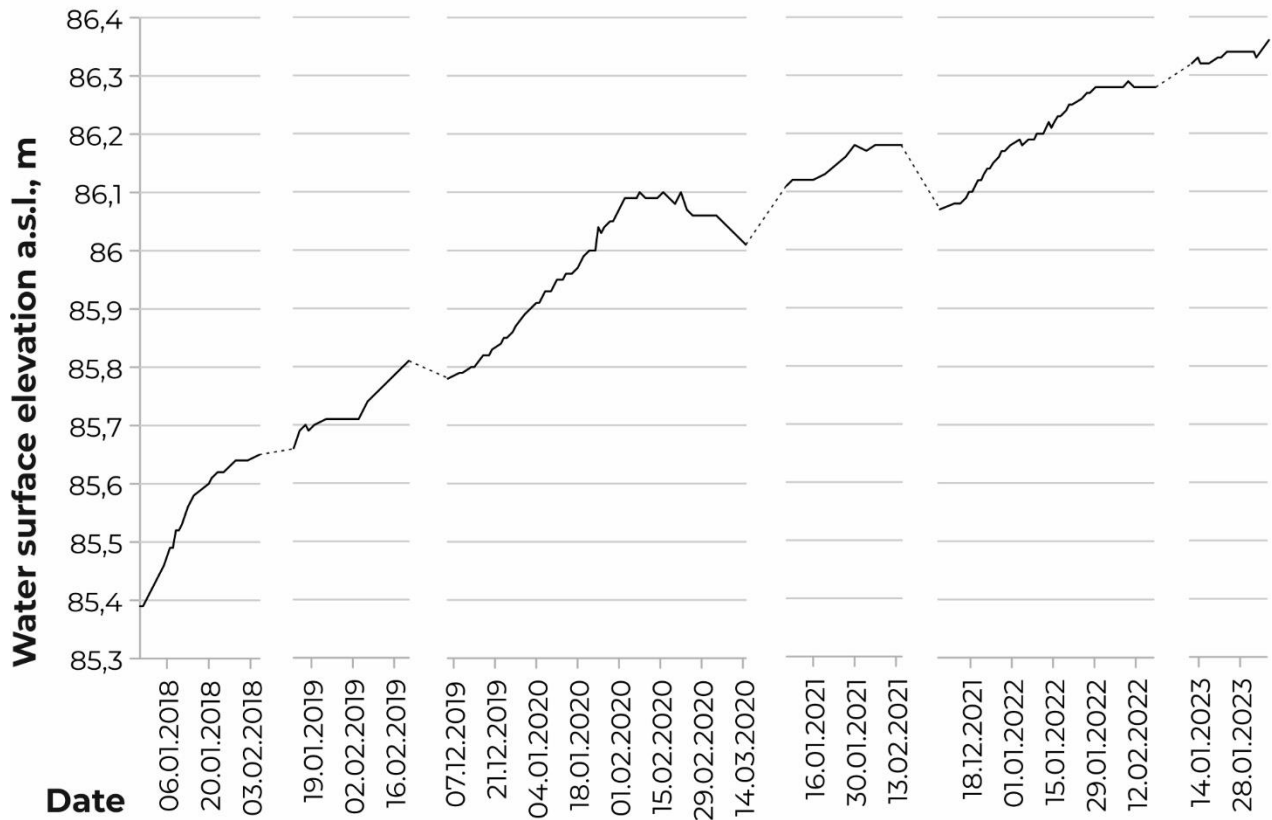


Fig. 33. Fluctuations of water surface elevation of Lake LH-73

8 January, 2018



15 January, 2019



6 February, 2020



Fig. 34. Changes in the area of lake LH-73 during the 63rd - 65th RAE.

Orthophotos for 2018, 2019 were made by A.V. Mirakin with the author's participation

The yellow dotted line shows the position of the shoreline on 8 January 2018 (63rd RAE)

Thus, during the observation period, the absolute altitude of the water surface of Lake LH-73 increased by 0,98 m, the area of the water surface increased by 6,6 thousand m² until February 2020, and the snow-ice dam, which plugs the reservoir in the southern part, retreated by at least 25 m.

Obviously, Lake LH-73 remains potentially outburst-likely. As the next outburst flood will inevitably affect the road that crosses the dam of Progress Lake, geophysical monitoring is carried out here every year. The most detailed GPR survey of the dam of Lake LH-73 was carried out on 19.11.2021, during the 67th RAE season. Its tasks were:

- mapping the relief of the bedrock under the dam to understand whether the reservoir is supported by a rocky wall (in which case there is no risk of breakthrough at the time of the survey) or by a snow-ice wall;

- assessing the condition of the dam: the presence of watered areas or a discharge channel being formed or other crippling signs indicating the likelihood of imminent flooding;

- searching for structures marking the position of the discharge channel formed during the March 2017 breakthrough.

The GPR survey was carried out using a Zond 12e GPR with a 500 MHz antenna unit. The observation network was standardly positioned using the GPR motion sensor and the DGPS complex EFT.

The processing of the survey data included primary quality control, background removal, frequency filtering, digitisation of the target boundaries and time-depth conversion with layer-by-layer speed adjustment. The value of the relative permittivity of snow was calculated using the Covacs formula for a density of $0,37 \text{ g/cm}^3$ – the average value obtained during work in a snow pit on the dam of Progress Lake on 11/20/21. The same formula was used to calculate the value of ϵ for firn, the density of which was assumed to be $0,5 \text{ g/cm}^3$. The final values of relative permittivity involved in the processing were 1,72 units for snow, 2,02 units for firn, 3,05 units for ice (ϵ of ice was assumed to be equal to the value obtained for the dams of Progress and Discussion lakes).

The most interesting results were obtained in the northern part of the dam. Thus, on the line passing closest to the shore of the lake, a wide trough-like structure is clearly manifested (Fig. 35a). In the upper part of the section, a snow layer is expressed, underlain by firn (1). The pack of firn fills the depression, which is expressed in the relief of the ice pack and the bedrock surface. The boundary between firn and ice (2) becomes slightly contrasting between the 75th and 100th metres of the line and is marked by a dotted line. It is also noticeable here that the layers within the firn layer are fractured and lie unconcordantly. The ice-bedrock boundary (3) is clearly visible throughout the line. The western wall of the "trough" is characterised by a steep slope and is marked by diffracted waves (4). The described structure looks more representative if to take into account the velocities in the layers included into it and make sea-level correction (Fig. 35b). The author interprets it as a breakthrough channel formed in March 2017.

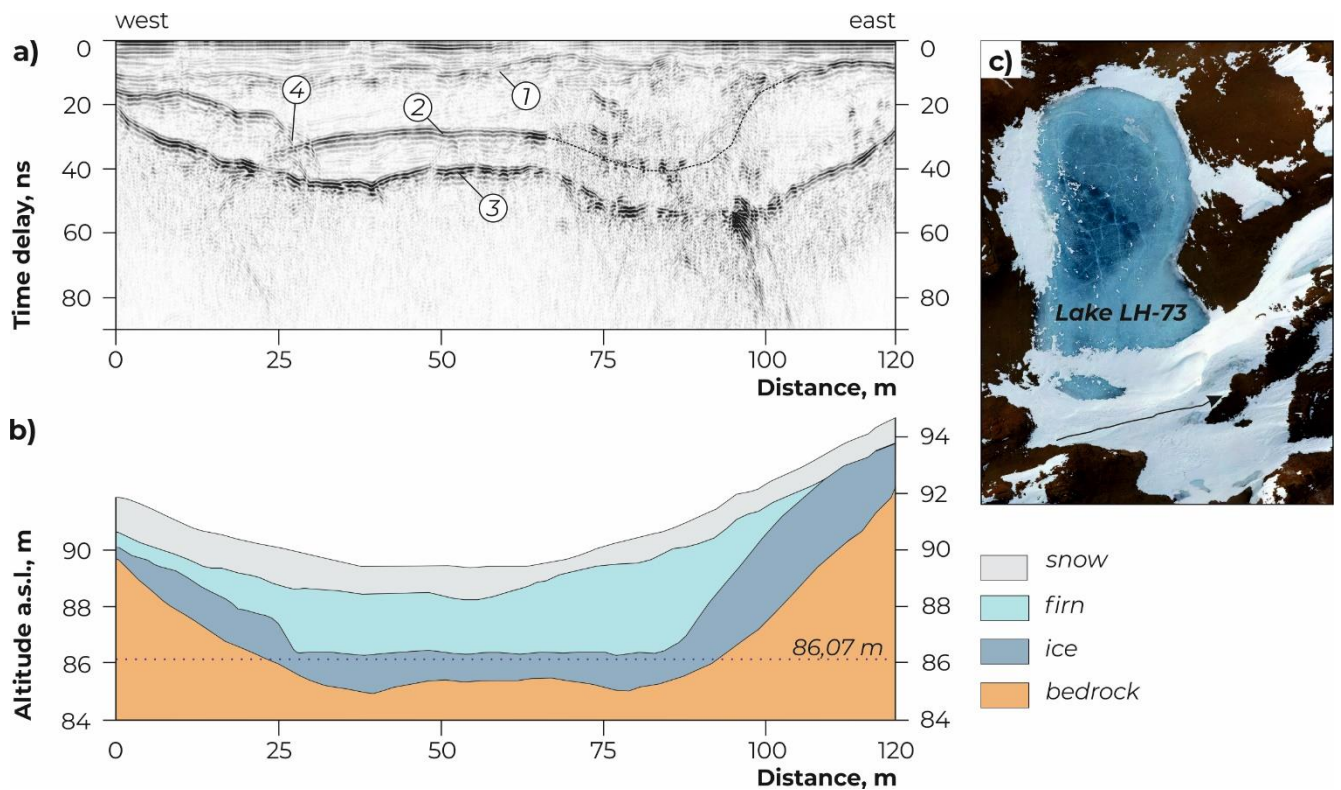


Fig. 35. The old channel of the breakthrough of Lake LH-73: representation in the GPR data
 a – GPR time section through the dam; b - result of the interpretation of the depth section with the sea-level correction; c – location scheme

It is interesting to compare the structure of the dam near the lake with the altitude of its water surface. In Fig. 35b, the dotted line marks the altitude of 86,07 m above sea level – the absolute height of the water in Lake LH-73 measured on 7 December 2021 (the date closest to the day of the GPR survey). This value is 1,16 m higher than the minimum height of the rocky wall, which is 84,91 m above sea level on the line. The water surface almost reaches the lower boundary of the firn strata, which is probably the bottom of the old outburst channel.

When giving the characteristics of Lake LH-73, we mentioned that the propagation of its water edge moves mainly in a southerly direction due to the destruction of the dam. Let us turn to the photographs that illustrate this process (Fig. 36). In the steep marginal part of the dam, a layer of snow is sliding, but it is partially visible that below the snow layer there is a layer that is obviously different from that of the snow - we will interpret it as firn. The underlying layer of ice is below the water level, which is particularly clear in Fig. 36b. The fact that the absolute height of the water surface in the section (Fig. 35b) practically approaches the lower limit of the firn is therefore no coincidence: it is most likely that this contact causes active infiltration of water into the body of the dam. This is consistent with the mechanism of dam destruction observed by the author, which is expressed in the gradual disintegration of large snow-firn fragments and individual ice floes.



Fig. 36. Destruction of the dam of Lake LH73 by water infiltration along the firn-ice boundary
The photos were taken by the author with the DJI Mavic Mini UAV on 03.03.2022 (a) and
03.01.2022 (b)

In order to assess the breakthrough hazard of the lake, it was necessary to understand how the altitude of its water surface correlates with the relief of the rock base, not only on the line shown in Fig. 35, but also within the remaining part of the dam. For this purpose, an appropriate chart was created according to the GPR data (Fig. 37).

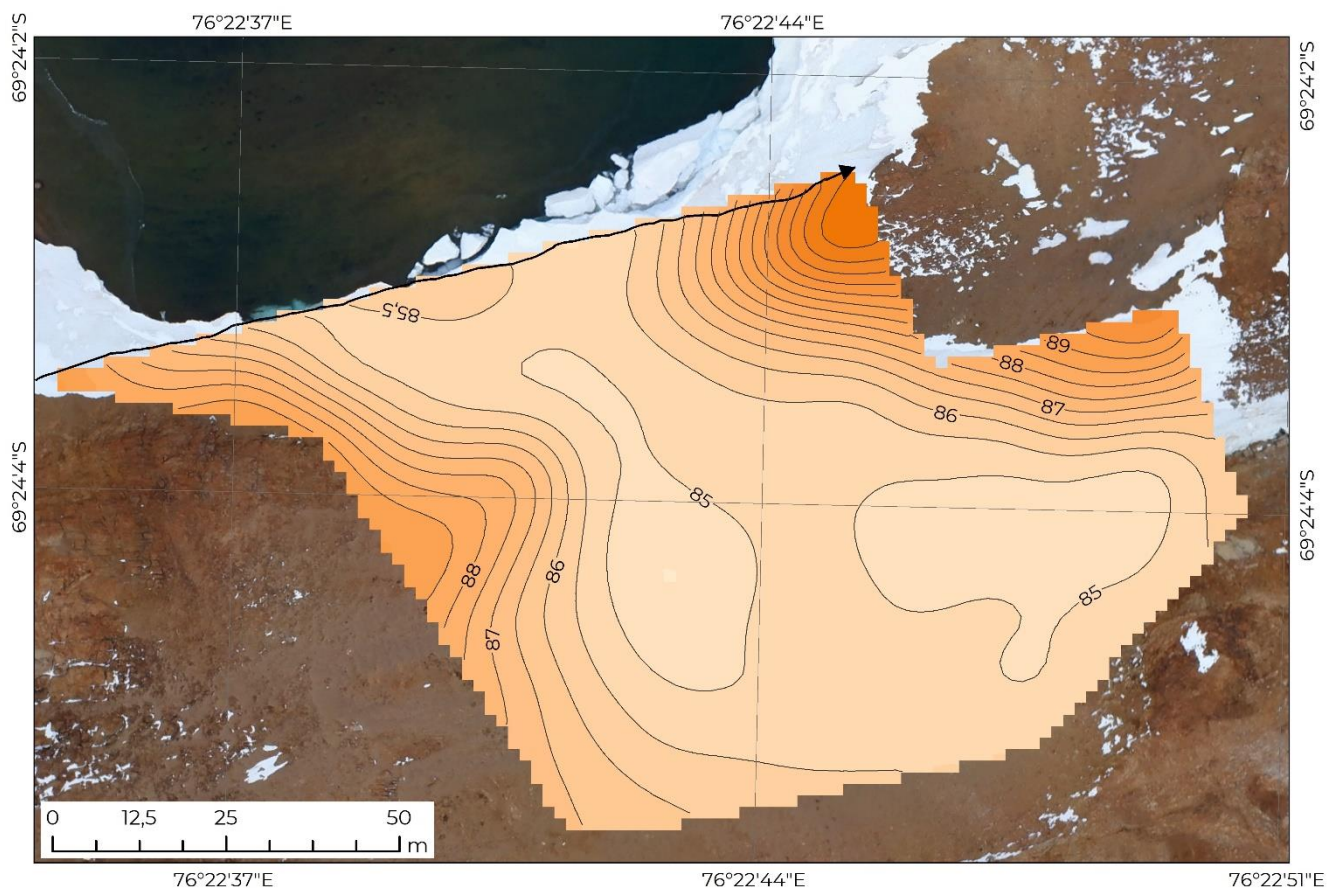


Fig. 37. Bedrock relief under the dam of Lake LH-73

The pitch of the isolines and the colour scale is 0,5 m. The black arrow indicates the position of the
line shown in Fig. 35

In the relief of the bedrock, a gentle linear depression appears, bordering the shoreline of the lake
in the northern part and continuing in a south-easterly direction towards the gorge along which water

was discharged during the breakthrough in 2017. The altitude of the rock surface observed along the line in Fig. 35 is the maximum on the possible path of the lake water. Consequently, the reservoir will continue to be held only by the snow-firn layer, which will gradually collapse during the summer period, and definitely remains outburst-likely. The methodology for monitoring the condition of such water bodies and predicting the probability of flooding is discussed in the next chapter.

The assessment of the breakthrough hazard and the description of the mechanism of destruction of the dam of Lake LH-73 are certainly important results. However, in the context of this chapter, the most remarkable result of the work was the confirmation that the traces of outburst flood of the lake through the snow-ice dam are clearly visible even after several years. In the GPR data, the channel, as in the case of Progress and Discussion lakes, manifests itself as a wide deflection with steep walls. The difference is its filling: in the years since the breakthrough, the snow that filled the channel after the flood has turned into firn.

4.3. The channel formed during the breakthrough by overflowing over the side of the ice dam: cascade of lakes Boulder and Ledyanoe

Having shown how the channels of lake breakthroughs through snow-ice dams are reflected in geophysical data, let us now consider examples of reservoirs dammed by ice dams and broken through by overflow. In Larsemann Hills, such a flooding scenario is typical of the cascade of Boulder-Ledyanoe lakes. We will briefly describe this process on the basis of observations made during the 65th RAE season (2019/2020):

- the previous breakthrough of Boulder Lake occurred in January 2017 and led to the formation of a sinkhole in Dǎlk Glacier (Boronina et al., 2021). Since then, the water level has risen continuously, reaching a maximum of 91,3 m above sea level on 07.01.20.

- 08.01.20 – 09.01.20: breakthrough of Boulder Lake with formation of first and then second open channels in the glacier body (Fig. 38b), beginning of discharge of water masses into Ledyanoe Lake;

- 10.01.20: breakthrough of Ledyanoe Lake with formation of an open channel (Fig. 38c), which then merges into an extensive near-surface hydrological network directed towards the sinkhole. The main channel of the Boulder Lake outburst has been worked out down to the bedrock base;

- 11.01.20: the beginning of active filling of the sinkhole (Fig. 38d);

- 24.01.20: the sinkhole is filled with water and begins to overflow in a north-easterly direction;

- 01.02.20 – 02.02.20: as a result of a cold spell and a heavy snow storm, Boulder and Ledyanoe lakes and the reservoir at the site of the sinkhole are covered with ice and the channels are filled with snow. The active flood stage is over. The water level of Boulder Lake at the end of the observation period was 89,30 m above sea level, i.e. the water level in the lake fell by 2 m during the outburst.

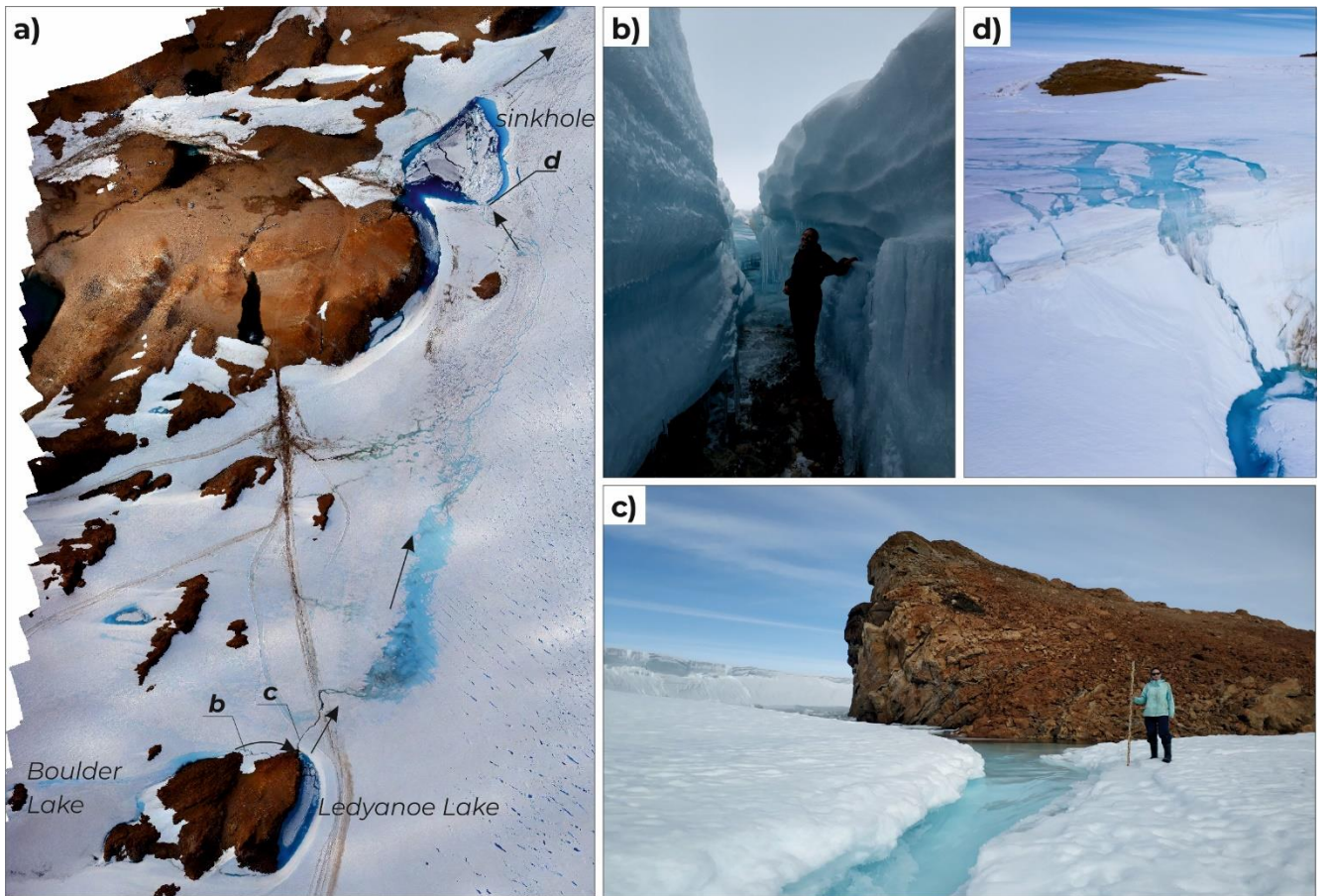


Fig. 38. Ouburst flood of the Boulder-Ledyanoe lake cascade in January 2019

a – a fragment of the orthophotomap from 21.01.20; b – the channel of the Boulder Lake breakthrough (photo by E.R. Kinyabayeva from 31.01.21); c – the channel of the Ledyanoe Lake breakthrough (photo by M.R. Kuznetsova from 11.01.21); d – a waterfall in the southern part of the sinkhole (photo by A.V. Mirakin from 11.01.20)

In *section a*, black arrows show the direction of water flow, callouts show the points where the photos were taken, presented in sections b, c, d

In April 2023, GPR survey was carried out in the area of Boulder and Ledyanoe lakes, with the aim of assessing how the outburst channels of the both reservoirs appear in the geophysical data three years after their formation. For the design of the survey network, the orthophotomaps of the site obtained during the season of the 65th RAE were used; the position of the lines was assigned so as to cross the channels orthogonally to their extension. The work was carried out using the Zond12e ground-penetrating radar and a 500 MHz antenna unit; the observation network was positioned using the DGPS-complex EFT and the ground-penetrating radar odometer.

The internal structure of the site is similar in all lines (Fig. 39): in the upper part of the sections there is a layer of snow up to 1,5 m thick, underlain by ice (1). The ice pack borders with the bedrock (2).

The channel coming from Boulder Lake at the source (Fig. 39a) is distinguished only by a weakly diffracted wave (3) and a small, narrow discordance (4) in the inner layers of the ice strata. Interestingly,

the hyperbola does not mark neither the bottom of the channel (at this point the channel had been worked out down to the bedrock) nor its upper edge, which was considerably higher. It is probably formed by an irregularity in the profile of the ice wall.

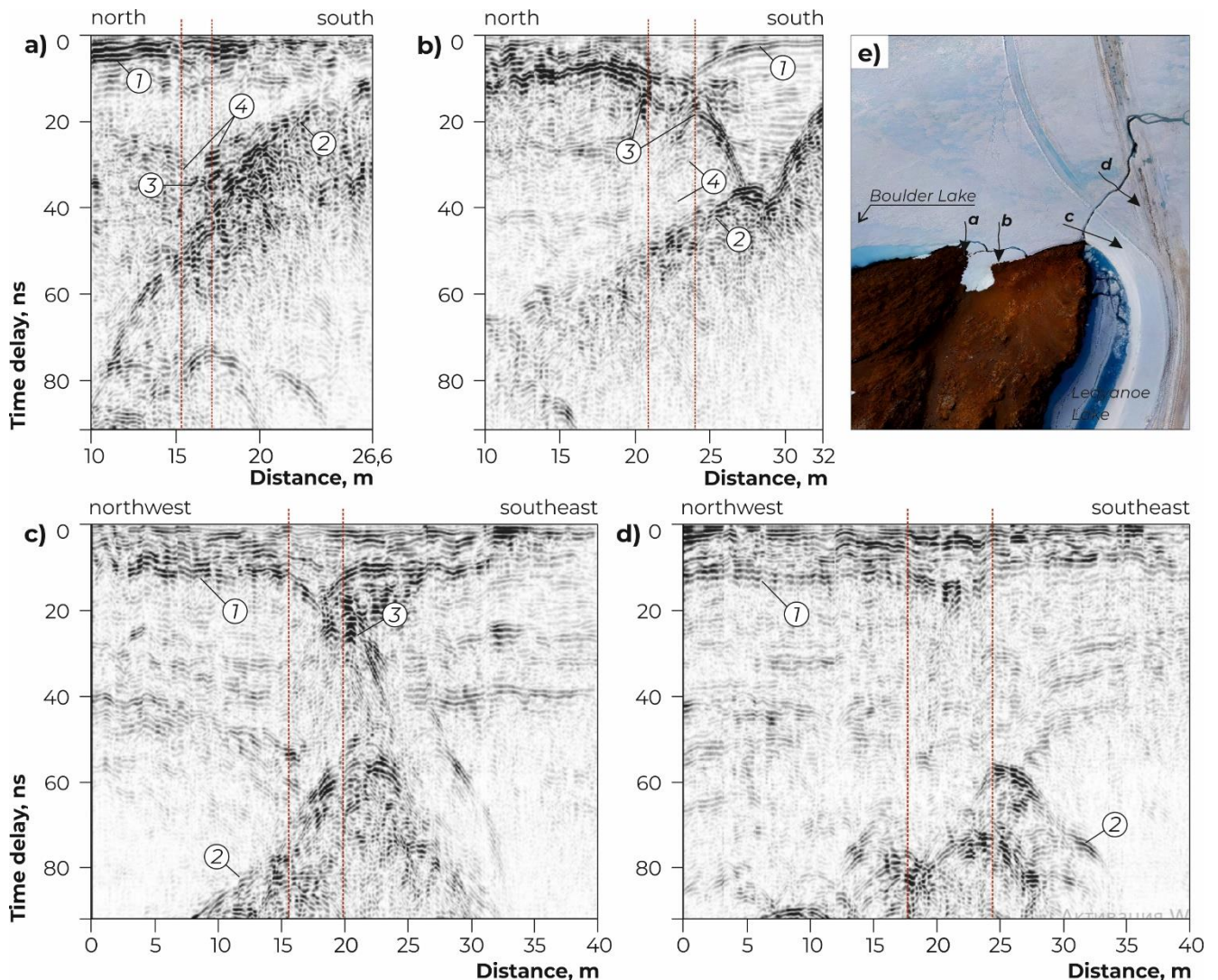


Fig. 39. Representation of the breakthrough channels of Boulder and Ledyanoe Lakes in the GPR data
 a, b – fragments of GPR time sections of the Boulder Lake channel; c, d – GPR time sections of the Ledyanoe Lake channel; e – location scheme (orthophotomap from 21.01.20)

Legend: 1 – snow-ice boundary; 2 – ice-bedrock boundary; 3 – diffracted waves from channel walls; 4 – unconcordant bedding of the layers within the old channels. The red dotted lines in sections a-d show the position of the channels according to aerial photos and geodetic measurements taken during the breakthrough in January 2020

In the line located to the east (Fig. 39b), the channel of the Boulder Lake breakthrough is more obvious: its position corresponds to a noticeable drop in the top of the ice layer, filled with snow and intensely diffracted waves from the walls. Field observations made by the author in January-February 2020 showed that the channel at this location had been excavated down to the bedrock and, with the onset of snowstorms, was completely filled with snow. One would expect the corresponding

structure to be observed in the GPR data: a narrow deflection reaching the bedrock, with pronounced walls and filling, contrasting in properties with the surrounding ice thickness. Contrary to this assumption, only low-contrast layers are visible on the section, which are unconcordant with the inner layers of the undisturbed ice pack (4).

The breakthrough channel of the Ledyanoe Lake near the source (Fig. 39c) is prominent in the section due to a snow-filled deflection in the ice top and bright diffracted waves, but becomes almost imperceptible to the east (Fig. 39d): hyperbolas marking the walls are absent here, and the deflection in the upper part of the ice layer is quite flat and shallow. In this area, the channel did indeed take the form of a wide, shallow, ice-bottomed channel during a breakthrough, but without knowledge of its presence, it is not easy to interpret this structure as a preserved trace of a breakthrough flood.

Thus, when the reservoir overflows the side of an ice dam, the channel structure is significantly less preserved than when a snow-ice dam is breached. In the sections of the lines corresponding to the position of the channels, contrary to expectations, there are no narrow deflections reaching the bedrock and filled with material different in electrophysical properties from the surrounding ice thickness. The position of the channels through which the lake water was discharged can only be determined by a decrease in the top of the ice pack, by discordance in its internal stratification, and in some profiles also by diffracted waves from the channel walls. In the area where the breakthrough channel of Ledyanoe Lake becomes shallow, it is almost impossible to identify it on the line.

The results are generally consistent with material from previous studies. The paper (Boronina et al., 2021) shows an example of a GPR time section intersecting the proposed laying of a channel formed during the breakthrough of Boulder Lake in January 2017 (season of the 62nd RAE). The GPR survey described in the publication was conducted in January 2018, just one year after the flood. In this section, the only indication of the presence of the old channel are two vertically spaced diffracted waves, which the authors interpreted as reflections from the top and bottom of the channel. It is obvious that the snow filling the channel in the body of the ice dam is undergoing a very rapid metamorphosis. The cause and stages of this process will need to be clarified in future studies.

4.4. Interim conclusions

The bulk of this chapter is devoted to examining how GPR data reflect the evidence of lake breakthrough in Antarctic oases. It describes two most common scenarios – breakthrough through a snow-ice dam and breakthrough by overflowing over the side of an ice dam. The most important results of the chapter are formulated in the second statement to be defended:

The location of the channels of the outburst floods of lakes through the snow-ice dams does not change year in year out and is due to the internal structure of the dams. In the GPR data, the channel corresponds to a trough-like structure with the following characteristics: (1) the walls are vertical or steeply inclined; (2) there is a deflection in the relief of the bedrock; (3) there is a

pronounced deflection in the relief of the ice roof, corresponding to a decrease in the relief of the bedrock, or the ice layer is wedged out; (3) in the case of frequent reservoir outbursts, the trough is completely filled with snow; in the case of rare floods, the lower part of the snow column may be transformed into firn.

The channels formed by the overflow of the lake over the wall of the ice dam do not show up as clearly defined structures on GPR sections. If such a channel was deep enough, its position may be marked by (1) the presence of diffracted waves from the walls, irregularities in the walls or roof of the channel; (2) the presence of a deflection in the roof of the ice layer; (3) a zone of discordance in the internal stratification of the ice.

Another important result of the research carried out is the determination of the cyclicity of the outburst floods of lakes loaded with snow-ice dams:

I. The structure of the bridge involves a natural deflection in the top of the bedrock, which is followed by a deflection in the ice layer, which is filled with a more permeable medium – snow or firn.

II. When the water level rises to the lower edge of the permeable layer, active infiltration of water into the body of the dam begins.

III. When a breakthrough occurs, a channel is formed within the permeable layer, through which the lake water is drained.

IV. In winter, the open channel is filled with snow and a natural permeable layer is formed again, which brings us back to pt. I.

The signs indicating the presence of traces of breakthrough floods within the site are applicable from a practical point of view. Suppose the researcher has a task to design a route that crosses a large snowfield near a lake whose hydrological regime has not been studied. In this case, the use of the GPR method will make it possible, at a basic level, to assess the degree of danger of the reservoir breakthrough and, if there is a risk of flooding, to determine how the water masses are discharged and whether the planned route is affected by a breakthrough. In general, the use of the GPR method will allow us to obtain one of two possible results:

1. No structures were identified within the site that would indicate the effects of a breakthrough flood;

2. Signs indicating the possible impact of breakthrough floods have been identified: a linear decrease in the top of the bedrock and ice layer, trough-like structures filled with thick snow.

In the second case, a detailed survey on a dense network of lines is necessary, which will allow mapping the position of the old breakthrough channel, as well as building a chart of the internal structure of the dam. Using this data, it is possible to assess the spatial correlation between the water flow path during a breakthrough and the projected route.

There are often situations when it is impossible to avoid the intersection of the route with the position of the breakthrough channel. In this case, the task of monitoring the state of the bridge during the filling of the reservoir becomes urgent. The next chapter is dedicated to the technique of geophysical observations aimed at solving this problem.

Chapter 5. Geophysical monitoring of the state of snow-ice dams of outburst-likely lakes: the example of Progress Lake

The technique shown in Chapter 4 makes it possible to identify structures in the structure of snow-ice lake dams indicating that the site has been affected by breakthrough flooding, and to map the position of old breakthrough channels. However, it is not always possible to completely exclude work on such objects. The most significant example of this is Progress Lake, where within the dam the only possible route for heavy vehicles is located available during summer period – despite the fact that the flooding of Progress Lake and the following damage caused by it are well known and frequently observed. The reason for this is the rugged terrain, which makes it impossible to organise a diversionary route. Therefore, in order to ensure the safety of transport operations in this case, it is important to be able to monitor the condition of the dam during the summer, to detect the dangerous phase of dam destruction in time and to suspend transport operations for a short period of the active flood phase. The complex of monitoring measures in this case should include both observations of the outburst-likely reservoir itself – primarily measurements of the water level – and an assessment of the changes in the body of the dam that occur with the onset of the flood. This chapter is devoted to solving the latter problem.

During the 67th RAE season (2021/2022), experimental observations were carried out with the aim of developing a technique for geophysical monitoring of the condition of the dams of outburst-likely lakes. Progress Lake was chosen as the object of research. The main tasks of the work were the following:

- determination of the duration of the process of dam destruction (whether it is rapid, as in the case of the breakthrough of lakes dammed by ice dams, or gradual);
- whether the breakthrough is preceded by a period of gradual erosion of the dam, – development a technique for geophysical monitoring of this process.

5.1. Methodology of work

When designing the complex of geophysical works, the author was guided by the following hypothesis: it is more likely that the breakthrough of the lake through the snow-ice dam is preceded by a period of filtration of the lake water without its destruction. The main method of work was GPR method. With its help, it was planned to follow the propagation of the water edge towards the dam and to assess the change in the water content of the dam during the summer period and its relation to the filtration of the lake water.

In addition to the GPR work, monitoring was carried out using the self-potential (SP) method. The aim of the work was to make a general assessment of the applicability of this method to the study

of breakthroughs of lakes through snow-ice dams, to identify the main patterns observed in the potential field and to compare them with the results obtained using the GPR method.

The monitoring work were started on 07.11.2021. During this period, the average daily air temperature was consistently negative, no melting of the snow cover was observed, and Progress Lake was completely covered with ice. When possible, further surveys were timed so that the water level of Progress Lake rose every 10-15 cm. In total, the monitoring geophysical observations on the dam were performed 6 times:

-07.11.2021: areal survey with SP method (2 in Fig. 40); GPR survey along the control line No. 1 (3 in Fig. 40);

-13.12.2021: areal survey with SP method, GPR survey along the control line No. 1;

-25.12.2021, 06.01.2022, 13.02.2022: GPR survey along the control line No. 1 and 2, areal survey with SP method;

-23.01.2022: areal survey with SP method (GPR work cancelled due to worsened weather conditions).

A control snow pit (4 in Fig. 40) was located in the southern part of the polygon. Measurements of the density and temperature of the snow cover were carried out in this pit from 09.11.2021 to 21.12.2021. The observations in the pit were stopped when the thickness of the snow in the pit decreased to 43 cm.

The GPR survey was carried out using two control lines: profile No. 1 crossed the traditional breakthrough channel of Progress Lake in the central part, and along profile No. 2 the propagation of the water's edge was monitored in a southerly direction.

The field work was carried out using a Zond12e ground-penetrating radar with a 500 MHz antenna unit and a motion sensor, and the observation network was positioned using the EFT DGPS complex. The processing of the GPR data included a primary quality control, background removal, frequency filtering and time-depth conversion if necessary. The relative permittivity of the snow was determined in November and December 2021 on the basis of the density values measured in the control snow pit and amounted to 1,55 units on 7 November 2021 (average density 0,29 g/cm³, measured on

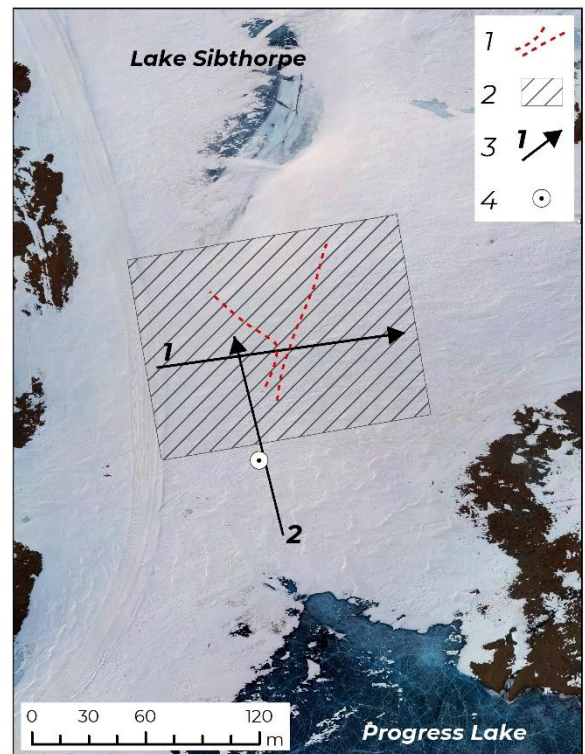


Fig. 40. Scheme of monitoring geophysical works on the dam of Progress Lake

Legend: 1 - location of the old channel; 2 - area of the SP method surveys; 3 – control GPR lines and their numbers; 4 – control snow pit

9 November 2021), 1,84 units on 13 December 2021 (average density 0,42 g/cm³, measured on 11 December 2021), 1,96 units on 25 December 2021 (average density 0,48 g/cm³, measured on 21 December 2021). In January 2022, when no measurements were made in the snow pit, the snow density was assumed to be 0,5 g/cm³ based on the author's previous experience. The corresponding value of relative permittivity was 2,02 units. The value of ϵ corresponding to the ice cover was equated to that measured at the site during the 65th RAE season and was 3,05 units.

Field work with the SP method was carried out on a fixed network of profiles orthogonal to the traditional direction of lake water flow during a breakthrough. The distance between the lines was 20 m, the step along the line was chosen equal to 10 m, and in case of significant differences in the potential value at neighbouring posts, it was reduced to 5 m or less.

The field equipment included non-polarising Pb/Pb-Cl₂ electrodes, an APPA 103N multimeter (the factory error when measuring DC is $\pm (0,25\% + 2 \text{ units})$), a maximum resolution of 0,1 mV), a geophysical coil with a seven-core steel-copper cable. The XY and vertical coordinates of the survey points were determined using the DGPS EFT complex before the electrode was grounded. This provided accurate data on the surface elevations along the route.

Control measurements were made at 10% of the total number of points. The absolute error Δ of each survey was estimated using the formula (21):

$$\Delta = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_1^i - x_2^i)^2}{n}}, \quad (21)$$

where x_1, x_2 are the results of measurements on the same post, n is the total number of control measurements. The maximum error calculated for the survey of 23 January 2022 was 2,41 mV.

The data processing of the SP method included the compilation of a tabular survey database, error estimation, bringing the survey to the level of the normal field relevant to the date of the fieldwork, construction of preliminary graphs and potential distribution charts, culling of erroneous measurements, construction of final graphs and charts of observed potential values.

Given the experience of predecessors (Thompson et al., 2016), a logical addition to the monitoring geophysical work could be to consider the amount of moisture filtered by snow. Unfortunately, such work was not carried out due to a lack of suitable equipment.

5.2. Results of the work

5.2.1. GPR method

The interpretation of the GPR monitoring data was carried out taking into account the following:
 -an increase in the amplitude of the reflected electromagnetic wave and a decrease in the frequency of the signal are signs of an increase in the moisture content of the snow column;

-the position of the water edge at each time point is determined according to the procedure described in Chapter 3;

-it is correct to compare the changes that occur in the body of the dam when comparing sections obtained with the same equipment along the same line and after having undergone the same processing procedure;

-minor differences in the thickness geometry observed due to a slight displacement of the real line from its design position at different times of the survey do not affect the interpretation results.

Let us look at the changes observed on the site during the observation period by analysing the data of control profile No. 1 (Fig. 41). At the start of the work, on 07.11.2021, there are no signs of increased moisture within the investigated layers (Fig. 41a). Both the upper snow layer and the boundaries between snow and ice (1) and ice and bedrock (2) are characterised by relatively low contrast. Indeed, observations in the snow pit on 09.11.2021 show that the snow was dry at that time.

The wave pattern changes by 13 December 2021 (Fig. 41b). High amplitude reflections appear in the snow layer, the snow-ice boundary becomes brighter, but there are no significant changes within the old breakthrough channel of Progress Lake. It can be concluded that this date corresponds to the initial period of wetting of the near-surface snow layer. Positive snow temperatures were recorded in the upper part of the snow pit section on this date.

The maximum humidity of the snowpack is observed on 25.12.2021 (Fig. 41c). On the same day, watering is observed for the first time within the boundaries of the old breakthrough channel. The snow temperature measured in the pit on 21.12.2021 is above zero throughout the depth.

By 06.01.2022 (Fig. 41d) the intensity of the reflections within the snow layer decreases. In contrast to others, this day was cloudy and windy, and the air temperature fluctuated around -1°C . However, the snow-ice boundary remains bright and the reflections observed within the channel become much higher in amplitude.

At the end of the observations, on 13 January 2022 (Fig. 41e), the snow layer is again characterised by the appearance of bright internal boundaries. The snow-ice boundary and the bottom of the breakthrough channel of Lake Progress were most heavily flooded during the monitoring.

Based on the results of the analysis of the data obtained by the control line No. 1, two facts can be noted. Firstly, during the observation period, significant moisture variations are recorded only in the upper part of the section – within the snow column and its contact with the ice. There are no significant changes within the ice layer, except in the zone below the snow swamp (3 in Fig. 41c-e). The contact between the ice and the bedrock is also not watered until the last day of monitoring. Thus, active processes of filtration and degradation of the dam occur mainly within the snow layer and at its contact with the ice.

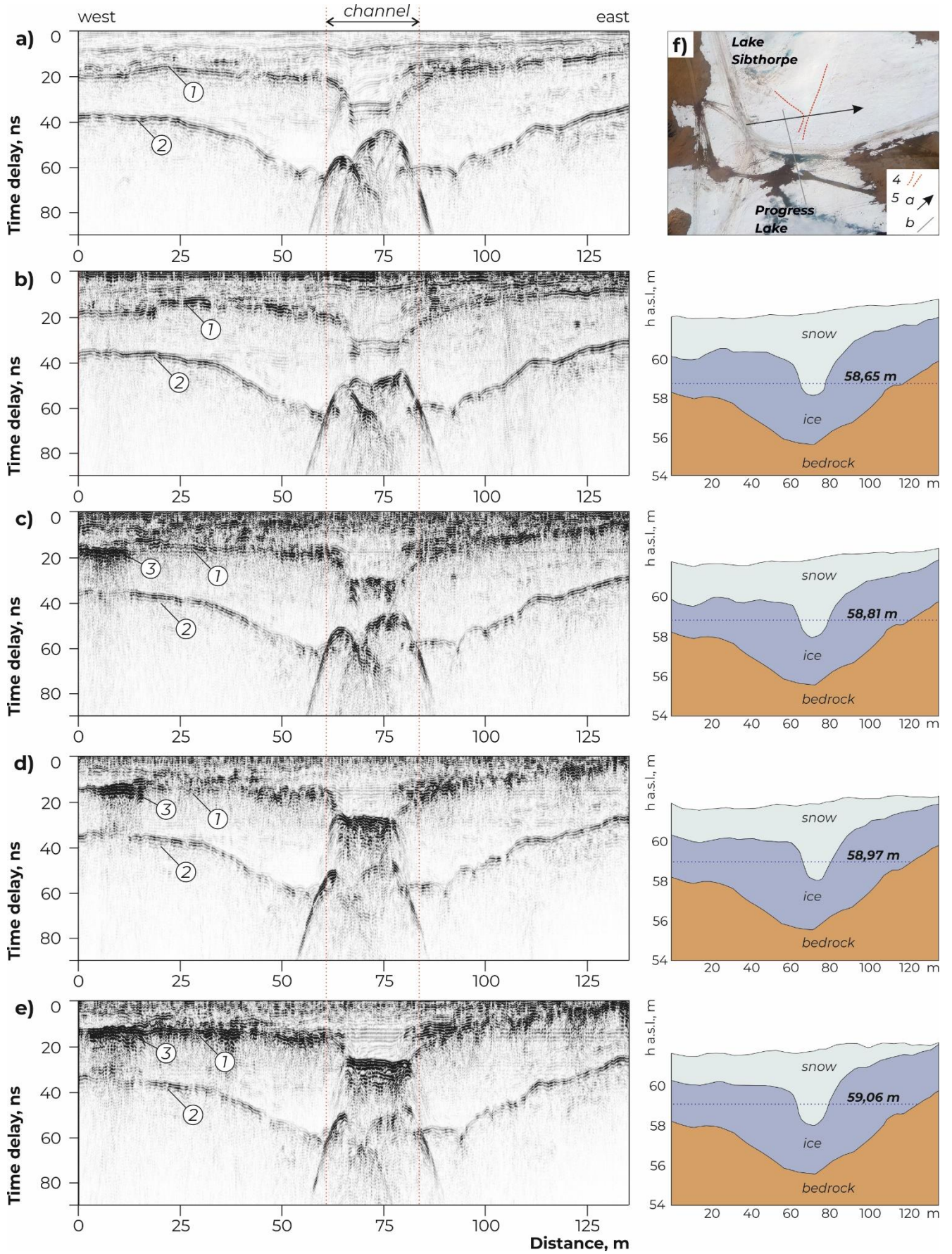


Fig. 41. GPR sections of the dam of Progress Lake along the control line No. 1
 a – 07.11.2021; b – 13.12.2021; c – 25.12.2021; d – 06.01.2021; e – 13.01.2021;
 f – location scheme

The sections b – e are corresponded by the results of the interpretation, taking into account the layer-by-layer velocities of the layers and topography (shown on the right)

Legend for a – e: 1 – snow-ice boundary; 2 – ice-bedrock boundary; for c – e: 3 – snow swamp; for f: 4 – position of the old breakthrough channel; 5 – GPR lines (a – control line No. 1, b – control line No. 2)

It is also interesting to compare the changes in the body of the dam with the rise in the water level of Progress Lake – for each day of the survey, the absolute elevation of the water surface is shown with a blue dotted line on the corresponding interpretation scheme. It can be seen that the water has been above the rock and ice thresholds since the beginning of the level observations. As early as 13 December 2021, when the level measurements began, the altitude of the water surface exceeds the height of the contact between snow and ice, but no increase in humidity in the body of the dam is detected on that day. Therefore, it is incorrect to judge the stage of development of an outburst flood with only basis of water level data.

In order to assess the contribution of lake water filtration to the changes in humidity of the strata constituting the dam, a series of sections corresponding to control line No. 2 (Fig. 42) should be considered. Unfortunately, observations on this line were only started on 25.12.2021.

In the northern part of the line, the wave pattern corresponds to the previously observed structure of the dam: the layer of snow is underlain with ice (1), and below the ice borders with the bedrock (2). In the southern part, the line follows the ice-covered shore of Progress Lake. The position of the water edge (marked with a blue dotted line on the sections) is mainly determined by the bright, rough border of ice and water (3) and changes significantly with time: for example, on 25.12.2021 (Fig. 42a), the lake border was crossed on the 30th metre of the control line, and on 06.01.2022 (Fig. 42b) and 13.1.2022 (Fig. 42c) – around 75th metre. We should note that in obtaining the section shown in Fig. 42c, the operator was forced to deviate from the design line of the profile, which explains the slight discrepancy in the geometry of the layers compared to the sections in Fig. 42a, b.

In Fig. 42a, a zone is developed north of the lake shore where the ice and snow interface is characterised by an increased amplitude of the reflected electromagnetic wave. We will treat it as a filtration zone of the lake water (4). The northern boundary of the filtration zone observed on 25.12.2021 corresponds to the position of the edge of the lake water which is seen at the same point on 06.01.2022 and 13.01.2022. On 06.01.2022, filtration of the lake water to the north from the water edge does not occur, but on 13.01.2022 it is observed again and covers the snow-ice boundary to the end of the line.

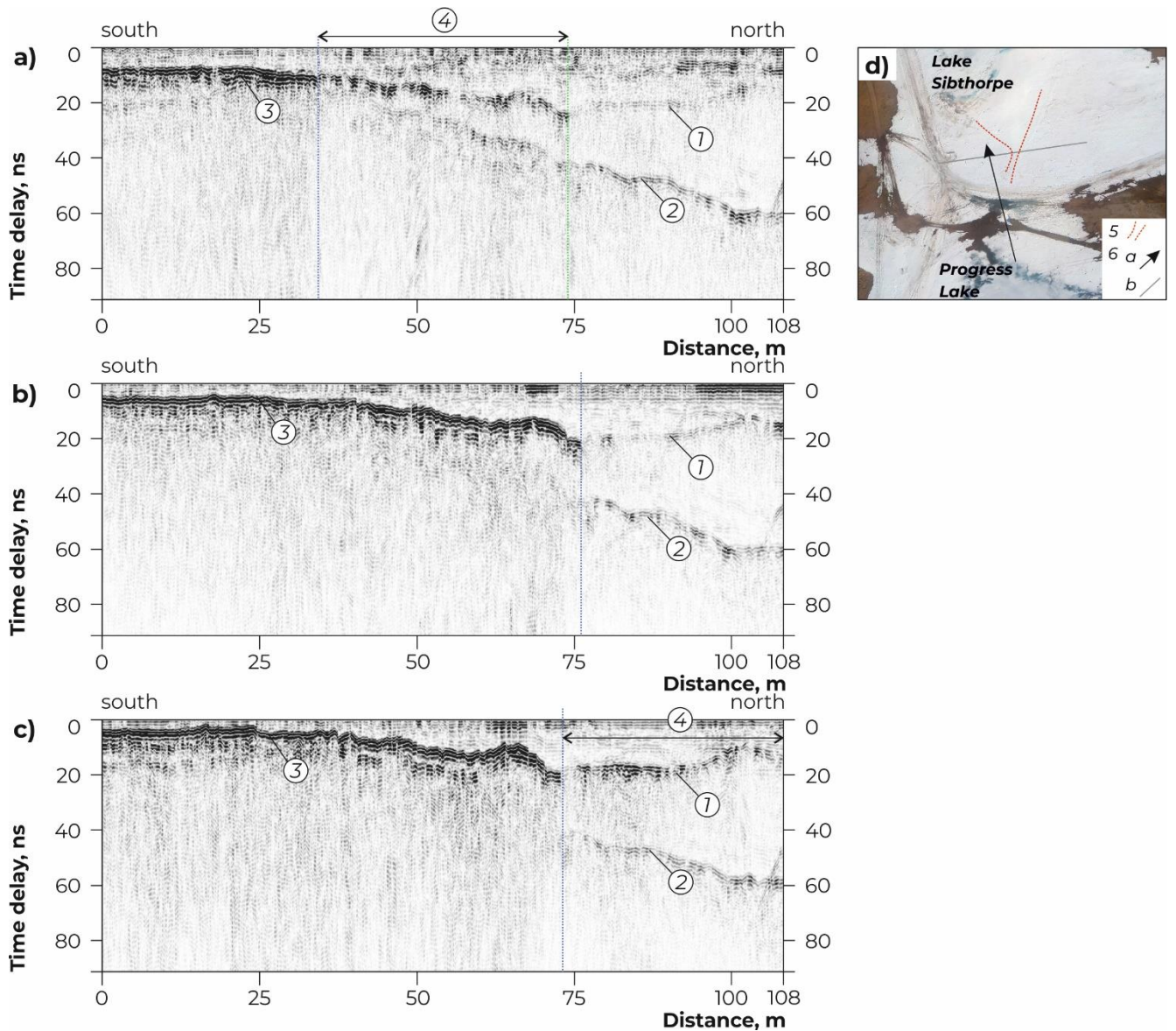


Fig. 42. GPR time sections of the dam of Progress Lake along the control line No. 2

a – 25.12.2021; b – 06.01.2021; c – 13.01.2021; d – location scheme

Legend for a – c: 1 – snow-ice boundary; 2 – ice-bedrock boundary; 3 – contact of lake ice and water; 4 – filtration zone of lake water; for d: 5 – position of the old breakthrough channel; 6 – GPR lines (a – control line No. 2, b – control line No. 1)

Let us look at the relationship between the water edge, the front of the filtration flow and the structure of the worksite in the plan (Fig. 43). On 25.12.2021 (Fig. 43a), the northern boundary of the lake water filtration zone is close to the beginning of the old channel. On this day an increase in humidity is observed for the first time within the channel on the control line No. 1 (Fig. 41c).

The boundary of the lake water filtration zone on 25.12.2021 corresponds to the position of the water edge on 06.01.2022 (Fig. 43b) and 13.01.2022 (Fig. 43c). Returning to the data obtained along the control line No. 1 (Fig. 41d), we note that it is 06.01.2022 when humidity inside the channel rises sharply. Probably the intense watering of the bottom of the channel is due to the fact that the water edge reaches its boarder.

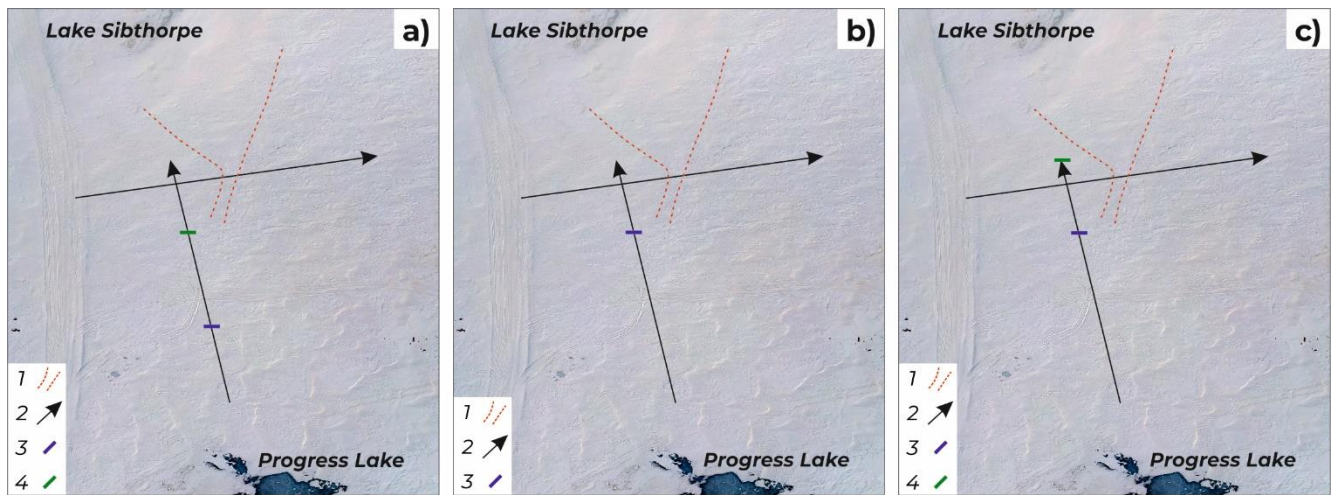


Fig. 43. Changes of the position of the water edge of Progress Lake and filtration of lake water
a – 25.12.2021; b – 06.01.2022; c – 13.01.2022

Legend: 1 – position of the old breakthrough channel; 2 – GPR control lines; 3 – water edge on the line; 4 – boundary of the filtration zone on the line

Thus, according to the GPR data, the following main stages in the state of the Progress Lake dam are established during the 67th RAE season

- 07.11.2021: hydrological processes are not manifested;
- 13.12.2021: moisture increases within the snow layer;
- 25.12.2021: filtration of lake water to the north is observed, the boundary of the filtration zone reaches the beginning of the old breakthrough channel. For the first time, moisture increases at the lower edge of the old channel;

-06.01.2021: the lake water reaches the beginning of the old channel. The bottom of the channel is intensively watered, but the humidity in the snowpack decreases;

13.01.2021: a filtration zone develops north of the lake margin, high snow moisture is again observed, the snow-ice boundary and the bottom of the old channel are intensively watered.

The breakthrough of Progress Lake in the season of the 67th RAE, when monitoring observations were carried out, did not occur. However, the results of the work carried out using the GPR method allow us to draw two important conclusions:

- the destruction of the snow-ice dam is not really catastrophic, but is preceded by a long period of watering under the action of thawed and filtered lake water;
- the filtration processes that destroy the dam develop in the snowpack and are most active at the snow-ice interface.

5.2.2. Self-potential method

The changes that occurred at the site during the observation period are clearly reflected in the charts created from the results of the areal measurements with SP method (Fig. 44). Thus, on 7 November

2021 (Fig. 44a), the potential field is absolutely homogeneous, the difference between the measured values is 2,2 mV. Since 13 December 2021, however, it has become noticeably differentiated – sign-changing anomalies appear in the structure of the field, the spatial position of which correlates with the relief of the ice roof (2 in Fig. 44 on the data of the 68th RAE). Let us look at these processes in detail, day by day:

-13.12.2021 (Fig. 44b): an area of negative values appears in the southern part of the polygon (down to -82 mV), a large positive anomaly (up to +63,7 mV) is noted in the northern part. The limits of the anomaly and its most gradient zones are confined to areas with the steepest relief of the ice top;

-25.12.2021 (Fig. 44c): the differentiation is less pronounced. Negative potential values persist in the eastern and southwestern parts of the polygon, and an extensive positive anomaly persists in the centre. In the southern part it extends towards Progress Lake along the decrease in top of the ice layer. Potential values vary from -52 to +62,1 mV;

-06.01.2022 (Fig. 44d): a zone of positive potential values is preserved in the central part of the site, within the lowering of the ice pack relief. The minimum value of the potential is -68,2 mV, the maximum is +56,7 mV;

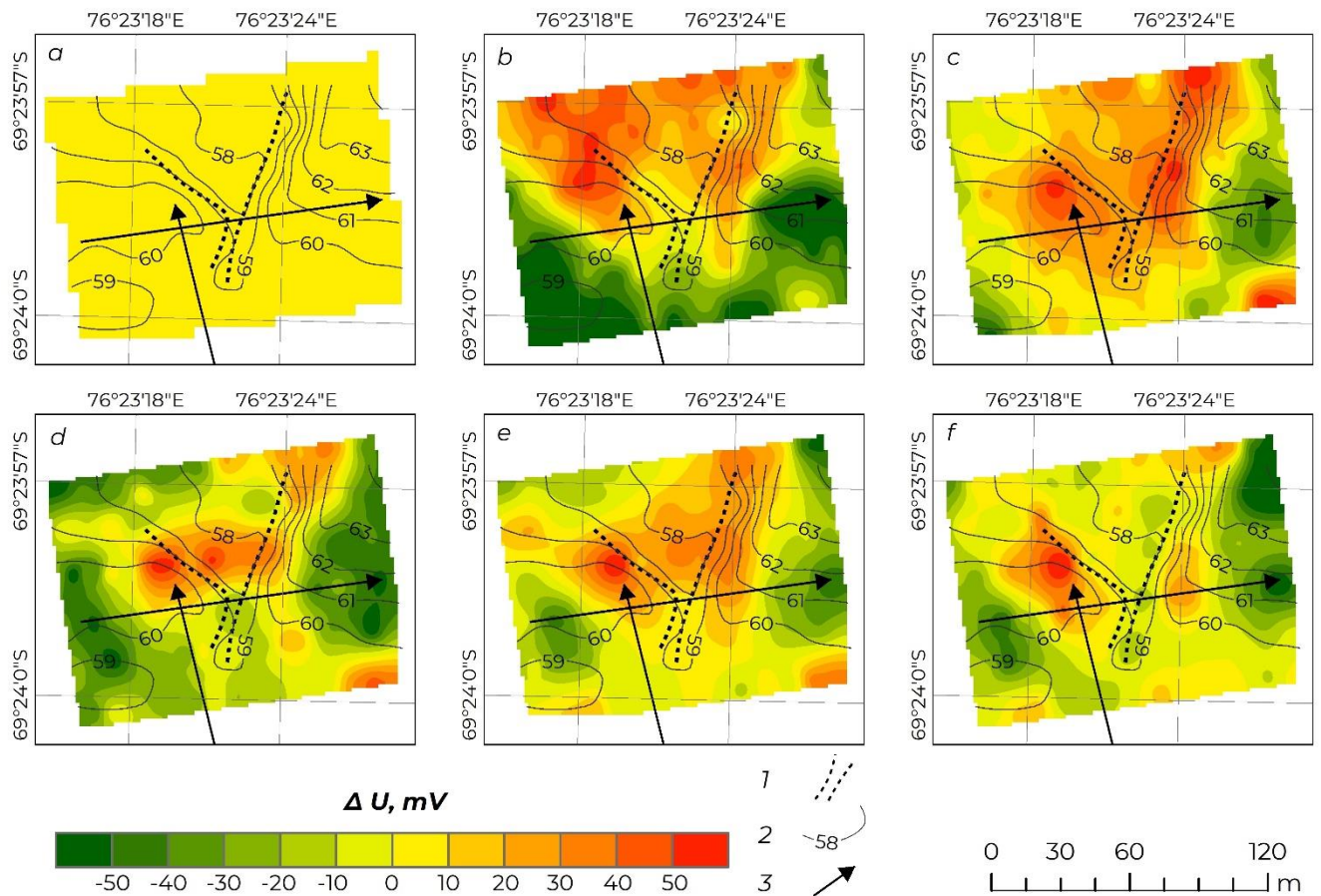


Fig. 44. Changes in SP potential distribution within the dam of Progress Lake

a – 07.11.2021; b – 13.12.2021; c – 25.12.2021; d – 06.01.2022; e – 13.01.2022; f – 23.01.2022

Legend: 1 – position of the old breakthrough channel; 2 – isolines of the altitude of the ice surface a.s.l., m; 3 – control GPR lines

13.01.2022 (Fig. 44e): the structure of the field is similar to that observed on 25.12.2021. The area of positive potential values is shown in the centre of the work area, with reduced values observed in the eastern and southwestern parts of the work area. It is clear that in the eastern part the boundary of the positive anomaly coincides with the position of the steep ice wall. The measured values range from -52,7 to +66,8 mV;

-23.01.2022 (Fig. 44f): zones of negative values in the peripheral parts of the polygon become more structured. A large area where the potential values range from -10 to 0 mV remains in the centre and a distinct positive anomaly where the potential value reaches +74 mV.

A common feature observed on all days of monitoring is the presence of positive potential anomalies localised in the central part of the site – where the old channel of the breakthrough of Progress Lake is located and where the relief of the ice top is characterised by the steepest slopes. Let us assume that these anomalies mark the zones of active water filtration.

As shown by the GPR data, the melting and filtration processes in the dam are developed exclusively in the snow layer and on the boundary between snow and ice. Consequently, the old channel plays the role of a drainage structure in the structure of the site – a natural depression in the relief of a relatively impervious strata (ice) to which water masses flow. Let us compare the changes observed in the structure of the field of the potential of the self-potential field with the GPR data and observations on the state of the snow cover (Table 8).

Table 8. Results of geophysical work and observations on the state of the snow cover on the dam of Progress Lake in the 67th RAE season

<i>Date</i>	<i>GPR method</i>	<i>SP method</i>	<i>Observations on the snow cover</i>
07.11.2021	There are no high humidity zones	There are no potential variations	There is no melting, the snow temperature is negative throughout the depth of the control pit
13.12.2021	Increased humidity in the snowpack	Positive anomaly in the northern part of the site	The snow temperature in the top 20 cm of the pit is above 0°C. Melting starts
25.12.2021	Maximum snow moisture. The boundary between snow and ice is watered, including within the boundaries of the old channel. North from the water edge of the Progress Lake the filtration zone of the lake water is developed, the border of the filtration zone reaches the mouth of the old channel	The positive anomaly extends towards Progress Lake and reaches the mouth of the old channel	The snow depth in the pit has decreased to 43 cm. The snow temperature is positive throughout the depth and varies between 0,5 and 0,9°C
06.01.2022	Temporary freezing of the snow cover. Humidity increases within the boundaries of the old channel. The water edge reaches the mouth of the channel, filtration of the lake water to the north is not observed	Intense positive anomaly is localized distant from the mouth of the channel	Pit observations have been discontinued; field observations: near surface snow is dry, crust has formed partially

Continuation of the Table 8

13.01.2022	The moisture content of the snowpack increases again, and the contact between snow and ice is intensively watered. Filtration of lake water has resumed north of the water edge	Positive anomaly, adjoining the mouth of the old channel in the area of minimal values	Snow cover observations not made
-------------------	---	--	----------------------------------

Thus, the differentiation of the SP potential field begins on 13 December 2021 – on this day the first positive temperatures of the snow cover are observed and an increase in the moisture content of the snowpack is observed according to GPR data. It is probable that the filtration of meltwater will also develop at this time, the predominant direction of which is confined to the gradient zones in the top of the ice layer.

Filtration of the lake water of Progress Lake is observed in the GPR data on 25.12.2021. At the same time, a positive SP anomaly developed in the centre of the site reaches the mouth of the old channel in the southern part. Consequently, the inflow of lake water is also marked in the potential field, but the corresponding anomaly is characterised by a relatively small amplitude – up to +15 mV, whereas at the border of the old channel the potential value reaches +62,1 mV. This is explained by differences in the relief of the ice layer: the level difference on the eastern wall of the channel reaches 4 m, while at the mouth of the channel the absolute altitude of the ice top varies within 30 cm.

With a brief freezing of the snow thickness on 06.01.2022, the filtration processes temporarily fade away and retain their intensity within a small zone, again localised within the old channel. Most likely, a positive anomaly is generated on this day due to water filtration in the lower part of the snow layer and at the contact between snow and ice. On 23 January 2022, a large positive area is again observed in the SP field, the shape and position of which correspond to a decrease in the top of the ice layer. Its low amplitude ledge southwards suggests that filtration from the lake is continuing, as confirmed by GPR data, but the highest potential values are again confined to the walls of the old channel.

When discussing and interpreting the changes in the SP potential field, it is necessary to assess whether they correlate with changes in the relief of the snow surface during the observation period. To do this, let us take a look at the elevation charts (Fig. 45) created for each day of survey.

It can be seen that the character of relief of the snow surface does not change significantly. The absolute altitudes decrease fairly uniformly over the whole area, and the direction of degradation of the snow cover is localised differently from the SP anomalies.

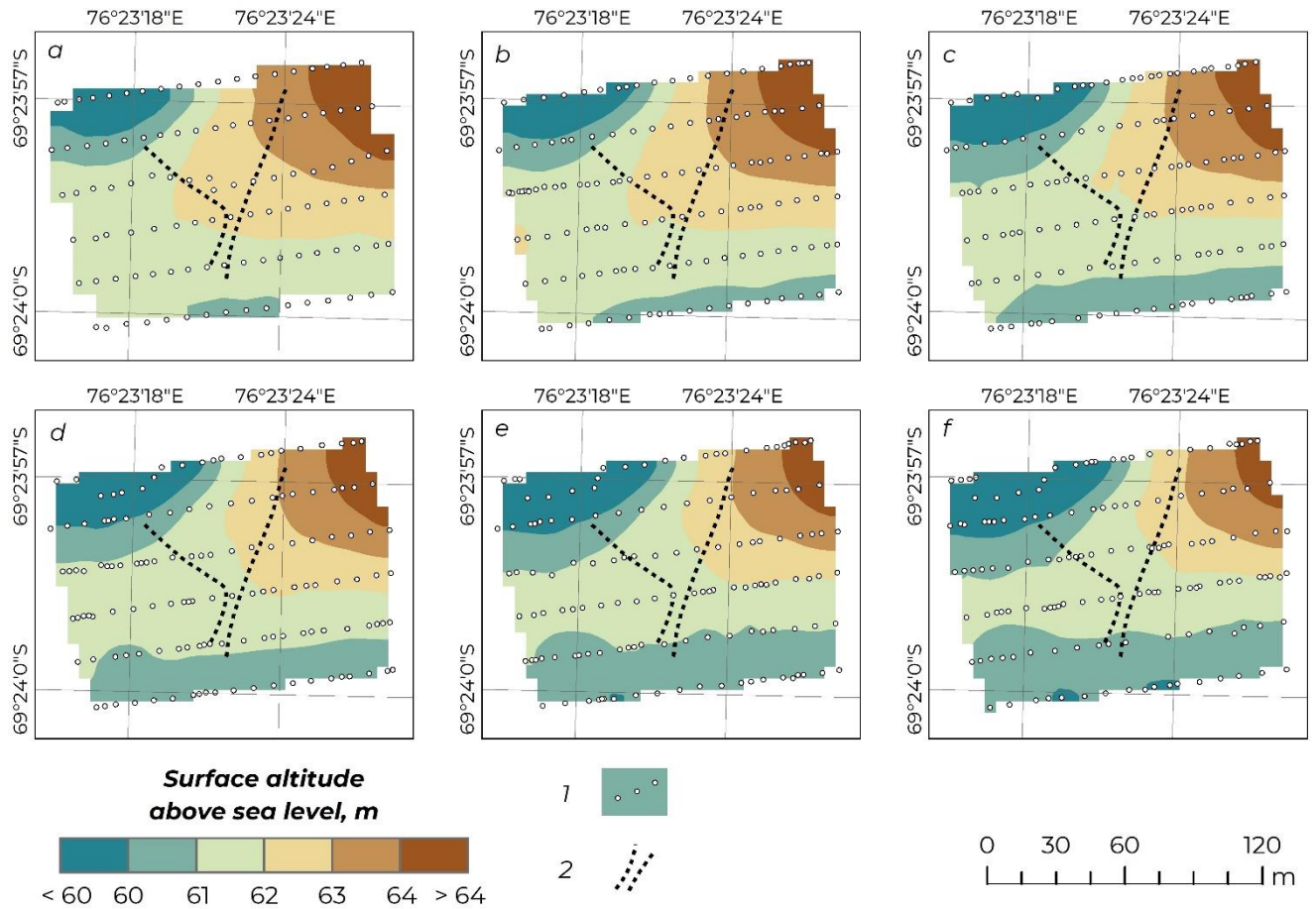


Fig. 45. Changes of the altitude of the snow surface within the dam of Progress Lake
 a – 07.11.2021; b – 13.12.2021; c – 25.12.2021; d – 06.01.2022; e – 13.01.2022; f – 23.01.2022

Legend: 1 – points of survey; 2 – position of the old breakthrough channel

Let us compare the graphs of the SP potential with the GPR data obtained along the control line No. 1. At the beginning of the monitoring work, there are no areas of high humidity on the GPR section. Accordingly, the potential curve is smooth, without anomalies (Fig. 46a). A common feature of the graphs constructed on the basis of the results of the subsequent monitoring stages (Fig. 46b-e) is the presence of local maxima, which manifest themselves approximately above the walls of the old channel. The potential values at these points reach 30-40 mV. Local minima are observed above the channel itself, the lowest values being observed in the marginal parts of the line.

Experimental work with the SP method in 2021/2022 was aimed at a general assessment of how the presence of the old channel of the lake breakthrough through the snow-ice dam is manifested in the potential field. The first results indicate that:

1. During the summer period, there are two genetic types of filtration sources within the dam: water formed when the snow layer melts and lake water.
2. The predominant direction of filtration is due to the relief of the ice top and is restricted to areas with the steepest slopes.

3. Filtration currents in the body of the dam are marked by positive SP anomalies, the intensity of which is determined by the level difference of the ice top. The anomalies corresponding to the filtration of meltwater from the western and eastern parts of the polygon to the bottom of the old channel are characterised by a greater amplitude than the anomaly corresponding to the filtration of lake water.

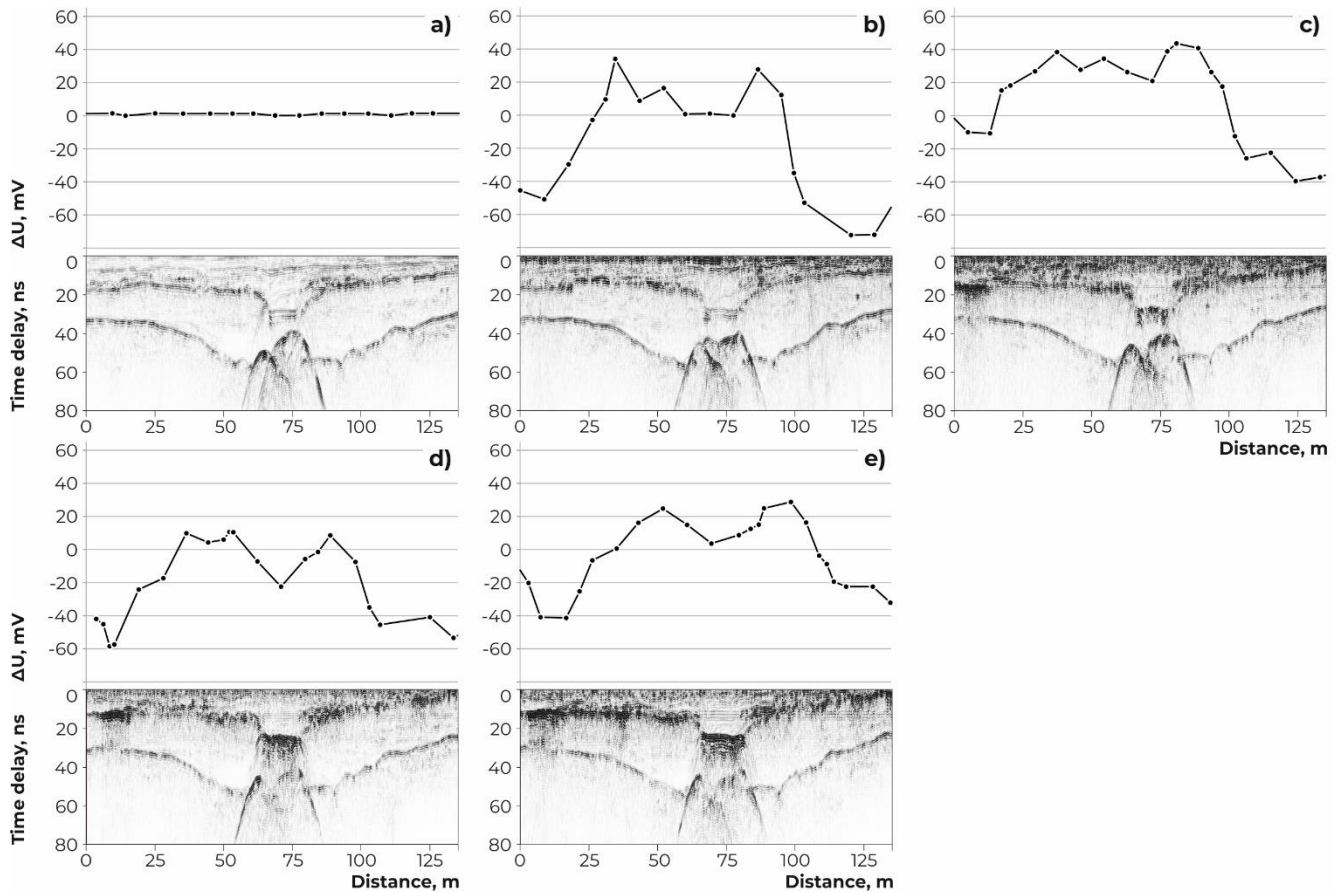


Fig. 46. Graphs of SP potential and GPR data along the control line No. 1

a – 07.11.2021; b – 13.12.2021; c – 25.12.2021; d – 06.01.2022; e – 13.01.2022

Thus, the results of the first stage of the monitoring work using the SP method at a qualitative level showed its applicability and general trends in the study of snow-ice dams of outburst-likely lakes. The patterns revealed do not contradict the theory of the method. This means that further studies are reasonable, which should include the performance of formal calculations, mathematical and physical modelling, field work on other objects. The author plans to devote his further scientific activity to this topic.

5.3. Interim conclusions

The main results of the geophysical monitoring work carried out on the dam of Progress Lake during the 2021/2022 season are presented in the third statement to be defended:

Outburst flood of the lake through a snow-ice dam is preceded by a period of its destruction due to the melting of the snow layer and the filtration of the lake water. Filtration takes place in the snowpack and at the contact between snow and ice, and its direction is determined by the relief

of the ice top. The watered zones within the dam are reflected in the GPR data by an increase in the amplitude of the reflected electromagnetic wave. Zones of active filtration of both thawed and lake water are marked by positive anomalies in the self-potential field, the amplitude of which is determined by the slope of the relief of the ice top.

Let us comment the practical applicability of the results. The self-potential field method allows us to determine the presence of zones within the site characterised by linear high-gradient positive potential anomalies. Knowing that such anomalies can be caused by the filtration current, and that the presence of active filtration requires a drop in pressure gradients, the SP method allows us to assume that there is a natural depression in the structure of the dam that drains the snow layer. The role of such depressions in snow-ice dams is usually played by old breakthrough channels.

The channel walls are usually characterised by a steeper slope than the profile of the ice top at the mouth of the channel. This means that anomalies caused by the filtration of lake water will be characterised by a smaller amplitude than anomalies corresponding to the movement of meltwater within the snow column. Nevertheless, the beginning of the influx of lake water into the body of the dam is marked by the progradation of the zone of positive potential values towards the source lake.

The GPR method makes it possible to quickly assess changes in the structure of the dam: to determine the appearance of watered zones, to assess critical moisture changes within the boundaries of the old channel, the propagation of the lake's water edge, the presence of a lake water filtration zone and its boundaries. Let us assume that, as in the case of Progress Lake, a roadway for heavy vehicles runs along the surface of the dam. Assessing the degree of safety of its operation using GPR data, the following periods can be distinguished:

-safe period: the water edge is at a distance from the mouth of the old channel, the filtration of the lake water is not developed, the humidity in the body of the dam increases due to the melting of the snow layer involved in its structure;

-relatively safe period: the filtration of the lake water towards the mouth of the old channel is manifested. Regular monitoring is necessary;

-a relatively dangerous period: the water cut reaches the mouth of the old channel, active filtration of the lake water takes place along the bottom of the old channel. Frequent monitoring is necessary.

The correctness of the monitoring approach is due precisely to the long, non-catastrophic process of degradation of the dam. The methodology of such monitoring is presented in this chapter.

Conclusions

The thesis presents the results of the research carried out in the period from 2017 to 2023 in the Larsemann Hills and Molodyozhniy oases. The main results of the work are the following:

1. The criteria are presented, which allow to reliably identify reservoirs hidden by strong glacial ice in the section using the GPR method, as well as to map the boundaries of lakes covered by perennial ice cover of lake origin.

2. The GPR image of dams affected by breakthrough floods is formulated, and the cyclic nature of lake breakthrough through snow-ice dams due to the internal structure of the latter is shown.

3. It is shown that the breakthrough of the lake through the snow-ice dam is preceded by a long period of its watering due to the thawed water of the snowpack, and later also by the filtration of the lake water.

4. At the qualitative level, it has been assessed how the presence of an old channel in the structure of the snow-ice dam of an outburst-likely lake is reflected in the field of the SP potential.

The techniques proposed in the thesis were successfully tested during the research carried out by the author's colleagues in the Schirmacher Oasis during the 2021/2022 season. Using a set of criteria presented in Chapter 1, the position of the lakes of the Ledyanoe-Yuzhnoe-Stantsionnoe cascade was mapped, and the presence of characteristic trough-like structures in the structure of the dams of these reservoirs allowed to identify the position of channels and caves formed during the cascade breakthrough (Kashkevich et al., 2023).

In addition, the results of the research carried out include results that are not directly related to the field of geophysics, but which significantly expand the knowledge of the hydrological objects of Larsemann Hills:

1. An extensive subglacial part of large Progress Lake has been identified, and its specific structure has been determined: in the eastern part the lake is partially or completely open during the summer season, in the western part it is covered by thick glacial ice, and in the north-western part it is covered by perennial lake ice.

2. A small subglacial lake, Prince Eugene Lake, has been discovered in the marginal part of the glacier adjacent to the Larsemann Hills.

3. The boundaries of an unnamed reservoir (working name – Antares Lake), which was only partially visible in aerial photos, are mapped, the presence of its subglacial part under a steep ice ridge of wind genesis is shown.

References

1. Artamonova K.V., Dukhova L.A., Lukianova O.N., Maslennikov V.V., Zozulia N.M. Monitoring of hydrological regime of lakes of East Antarctica during the last 10 years // Proceedings of the II All-Russian scientific and applied conference “Modern tendencies and perspectives of development of hydrometeorology in Russia”, 5–7 June, 2019. Irkutsk. – 2019. – P. 97–106. [In Russian]
2. Bajracharya S. R., Mool P. Glaciers, glacial lakes and glacial lake outburst floods in the Mount Everest region, Nepal // *Annals of Glaciology*. – 2009. – V. 50. – №53. – P. 81–86.
3. Barber D.C., Dyke A., Hillaire-Marcel C., Jennings A. E., Andrews J.T., Kerwin M.W., Bilodeau G., McNeely R., Southon J., Morehead M.D., Gagnon J.-M. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes // *Nature*. – 1999. – V. 400. – №6742. – P. 344–348.
4. Bjornsson H. Jokulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation // *Annals of Glaciology*. – 1992. – V. 16. – P.95–106.
5. Blake E.W., Clarke G.K.C. Subglacial electrical phenomena // *Journal of Geophysical Research*. – 1999. – V. 104. – №B4. – P. 7481–7495.
6. Boronina A.S., Popov S.V., Pryakhina G.V. Hydrological characteristics of lakes in the eastern part of the Broknes Peninsula, Larsemann Hills, East Antarctica // *Ice and Snow*. – 2022. – V. 62. – № 1. – P. 141-160. [In Russian]
7. Boronina A.S., Popov S.V., Prykhina G.V., Chetverova A.A., Ryzhova E.V., Grigoreva S.D. Formation of a large ice depression on Dalk Glacier (Larsemann Hills, East Antarctica) caused by the rapid drainage of an englacial cavity // *Journal of Glaciology*. – 2021. – Vol. 67. – No 266. – P. 1121-1136.
8. Boronina A.S. Large-scale outbursts of lakes in the Antarctic oases: current knowledge // *Ice and Snow*. – 2022. – V. 62. – № 1. – P. 141-160. [In Russian]
9. Boronina A.S., Popov S.V., Kashkevich M.P., Pryakhina G.V. Conception of evolution of glacial lakes of Schirmacher Hills (East Antarctica) on the results of field work and mathematical modelling // *Natural environment of Antarctica: interdisciplinary approaches to study: proceedings of the IV International scientific and applied conference dedicated to 15th anniversary of the State Institution “Republic centre of polar research”, 21–23 September 2022. Domzheritsy*. – 2022. – P. 50–53. [In Russian]
10. Bricheva S.S., Gonikov T.V., Panin A.V., Deev E.V., Matasov V.M., Doroshenkov M.M., Entin A.L., Lobacheva D.M. The origin of giant dunes in the Kuray Basin (South-Eastern Altai) based on morphometric analyses and GPR studies // *Geomorphology*. – 2022. – V. 53. – № 4. – P. 25-41. [In Russian]

11. Broknes peninsula, Larsemann Hills, Princess Elizabeth Land, Antarctica, Environmental management map. Scale 1:10 000. Australian Antarctic Division, published in April 2005, edition 1.
12. Carson, C.J., Grew, E.S. Geology of the Larsemann Hills, Antarctica First Edition (1:25 000 scale map) // Geoscience Australia, Canberra. 2007.
13. Chernomorets S.S., Petrakov D.A., Aleynikov A.A., Bekkiev M. Yu., Viskhadjieva K.S., Dokukin M.D., Kalov R. Kh., Kidiaeva V.M., Krylenko V.V., Krylenko I.V., Krylenko I.N, Rets E.P., Saverniuk E.A., Smirnov A.M. The breakthrough of Bashkara Lake (Central Caucasus, Russia) on 1 September 2017 // *Earth's Cryosphere*. – 2018. – V. 22. – № 2. – P. 70–80. [In Russian]
14. Cherniak G. Ya. Electromagnetic methods in hydrogeology and engineering geology. Moscow: Nedra, 1987. – 211 p. [In Russian]
15. Clague J. J., Evans S. G. A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in British Columbia // *Quaternary Science Reviews*. – 2000. – V. 19. – №17-18. – P. 1763–1783.
16. Clarke G.K.C. Glacier outburst floods from Hazard Lake, Yukon Territory, and the problem of flood magnitude prediction (Steele Glacier) // *Journal of Glaciology*. – 1982. – V. 28. – №98. – P. 3–21.
17. Clarke G.K.C., Mathews W.H., Pack R.T. Outburst floods from Glacial Lake Missoula // *Quaternary Research*. – 1984. – V. 22. – P. 289–299.
18. Covacs A., Gow A.J., Morey R.M. A reassessment of the in-situ dielectric constants of polar firn // *GREEL Report 93-26*. – 1993. 22 p.
19. Dhote P.R., Thakur P.K., Shevnina E., Kaushik S., Verma A., Ray Y., Aggarwal S.P. Meteorological parameters and water balance components of Priyadarshini Lake at the Schirmacher Oasis, East Antarctica // *Polar Science*. – 2021. – V. 30. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2021.100763>.
20. Drzymala J., Sadowski Z., Holysz L., Chibowski E. Ice/Water Interface: Zeta Potential, Point of Zero Charge, and Hydrophobicity // *Journal of Colloid and Interface Science*. – 1999. – V. 220. – P. 229–234.
21. Emmer A. Glacier Retreat and Glacial Lake Outburst Floods (GLOFs) // *Oxford Research Encyclopedia of Natural Hazard Science*. – 2017. doi: 10.1093/acrefore/9780199389407.013.275
22. Engeset R. V., Schuler t. V., Jackson M. Analysis of the first jökulhlaup at Blåmannsisen, northern Norway, and implications for future events // *Annals of Glaciology*. – 2005. – V. 42. – P. 35–41.
23. Evans D.J.A., Ewertowski M., Roberts D.H., Tomczyk A.M. The historical emergence of a geometric and sinuous ridge network at the Hørbyebreen polythermal glacier snout, Svalbard and its use in the interpretation of ancient glacial landforms // *Geomorphology*. – 2022. – V. 406. doi 10.1016/j.geomorph.2022.108213

24. Field report on carrying out glaciological investigations in the area of the Russian Antarctic stations Progress and Mirny during the season of the 63rd RAE. Volume I: Work in the eastern part of the Broknes Peninsula (area of the Progress Station, East Antarctica) / Popov S.V., Boronnina A.S., Grigoreva S.D., Sukhanova A.A. – R/V “Akademik Fedorov”, 2018. – 80 p. [In Russian]
25. Field report on carrying out of glaciological investigations in the areas of the Russian Antarctic stations Progress, Mirny, Novolazaervskaya and field bases Molodezhnaya, Bunger Hills during the season of the 64th RAE. Volume I: Work of the hydrological and geophysical group on the area of the Progress Station and Molodezhnaya Field Base / Grigoreva S.D., Deshevykh G.A., Ryzhova E.V., Chetverova A.A. – R/V “Akademik Fedorov”, 2019. – 62 p. [In Russian]
26. Field report on the work of the party of engineering investigations during the season of the 65th RAE / Grigoreva S.D., Kiniabaeva E.R., Kuznetsova M.R. – R/V “Akademik Fedorov”, 2020. – 170 p. [In Russian]
27. Field report on the work of the party of engineering investigations during the season of the 67th RAE. Volume II: Complex scientific and applied work on the hydrological objects of the Broknes Peninsula (Larsemann Hills) / Grigoreva S.D., Kuznetsova M.R., Egorova N.V. – R/V “Akademik Fedorov”, 2021. – 77 p. [In Russian]
28. Finkelshtein M.I., Mendelson V.L. Kutev V.A. Radiolocation of layered strata of Earth / Under review of M.I Finkelstein. Moscow: Sov. Radio, 1977. 176 p. [In Russian]
29. Frolov A.D., Macheret Yu. Ya. On dielectric properties of dry and wet snow // Hydrological processes. – 1999. – V. 13. – P. 1755–1760.
30. Geertsema M., Clague J.J. Jökulhlaups at Tulsequah Glacier, northwestern British Columbia, Canada // Holocene. – 2005. – V. 15. – №2. – P. 310–316.
31. Gillieson D., Burgess J., Spate A., Cochrane A. An Atlas of the Lakes of the Larsemann Hills, Princess Elizabeth Land, Antarctica. ANARE Research Notes 74, Australian Antarctic Division, 1990, 173 p.
32. Glazovskiy A.V., Macheret Yu, Ya. Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote soundings. Moscow: GEOS, 2014, 528 p. [In Russian]
33. Goodwin I.D. The nature and origin of a jökulhlaup near Casey Station, Antarctica // Journal of Glaciology. – 1988. – V. 34. – №116. P. 95–101.
34. Grigoreva S.D., Kiniabaeva E.R., Kuznetsova M.R., Popov S.V., Kashkevich M.P. Examples of application of GPR for ensuring safety of infrastructure objects at the area of the Russian Antarctic station Progress (East Antarctica) // Proceedings of the scientific and applied conference “Engineering and Mining Geophysics 2020”, 12–16 May 2020. Perm. – 2020. [In Russian]
35. Grigoreva S.D., Kiniabaeva E.R., Kuznetsova M.R., Popov S.V., Kashkevich M.P. Structure of the snow-ice dams of the outburst lakes in the Broknes Peninsula (Larsemann Hills, East

Antarctica) based on ground-penetrating radar data // *Ice and Snow*. – 2021a. – V. 61. – № 2. – P. 291–300. [In Russian]

36. Grigoreva S.D., Kiniabaeva E.R., Kuznetsova M.R., Kashkevich M.P. Geophysical methods within the complex of investigations aimed at studying outburst glacial lakes on the example of the Progress Lake (Larsemann Hills, East Antarctica) Proceedings of the scientific and applied conference “Engineering and Mining Geophysics 2021”, 26–30 April 2021. Gelendzhik – 2021b. [In Russian]

37. Grigoreva S.D., Kiniabaeva E.R., Kuznetsova M.R. A program for complex monitoring of the hazardous natural objects in the area of the Progress Station: main results of the work in 2017–2021 // *Russian Polar Research*. – 2021c. – V. 45. – №3. – P. 13–15. [In Russian]

38. Grigoreva S.D., Kuznetsova M.R., Shitov M.V., Pryakhina G.V., Kashkevich M.P. Anomalous bottom topography of a small lake in the Larsemann Hills Oasis (East Antarctica) // *Ice and Snow*. – 2022. – V. 62. – №3. – P. 377–386. [In Russian]

39. Grigoreva S.D., Kuznetsova M.R. Complex investigations of lakes of Antarctic oases on the example of the Lake LH-73 (Larsemann Hills, East Antarctica) Natural environment of Antarctica: interdisciplinary approaches to study: proceedings of the IV International scientific and applied conference dedicated to 15th anniversary of the State Institution “Republic centre of polar research”, 21–23 September 2022. Domzheritsy. – 2022. – P. 92–100. [In Russian]

40. Grigoreva S.D., Kuznetsova M.R., Kiniabaeva E.R. New data on Progress Lake (Larsemann Hills, East Antarctica): Recently discovered subglacial part of the basin // *Polar Science*. – 2023. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2023.100925> (article in press)

41. Huggel C., Käab A., Haeblerli W., Teyssie P., Paul F. Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps // *Canadian Geotechnical Journal*. – 2002. – V. 39. – №2. – P. 316–330.

42. Jackson L.E. A catastrophic glacial outburst flood (jökulhlaup) mechanism for debris flow generation at the Spiral Tunnels, Kicking Horse River basin, British Columbia // *Can. Geotech. J.* – 1979. – V. 16. – P. 806–813.

43. Kallay N., Cop A., Chibowski R., Holysz L. Reversible charging of the ice-water interface. II. Estimation of equilibrium parameters // *Journal of Colloid and Interface Science*. – 2003. – V. 259. – P. 89–96.

44. Kashkevich M.P. Geophysical image of graphitized deep faults: abstract of the thesis for a candidate degree in geological and mineralogical sciences: 04.00.12 / Kashkevich Marina Petrovna. – Saint Petersburg, 2000, 18 p. [In Russian]

45. Kashkevich M.P., Boronina A.S., Romanova N.E. State of the cascade of outburst glacial lakes in the area of the Novolazarevskaya Station (Schirmacher Hills, East Antarctica) on the GPR data

// Proceedings of the International scientific and applied conference “Actual problems of protecting the ecology and climate” dedicated to the Global Glacier Day (18-21 March 2023). Dushanbe. – 2023. – P. 74–79. [In Russian]

46. Kotlyakov V.M. Glaciological dictionary. Moscow: Gidrometeoizdat, 1984. 526 p. [In Russian]

47. Krass M.S., Merzlikin V.G. Radiation thermal physics of snow and ice. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1990. 261 p. [In Russian]

48. Kulesa B., Chandler D., Revil A., Essery R. Theory and numerical modeling of self-potential signatures

49. Kuznetsova M.R., Pryakhina G.V., Grigoreva S.D., Kiniabaeva E.R. Formation factors of surface inflow to Antarctic lakes of the Larsemann Hills // Arctic and Antarctic Research. – 2021. – V. 67. – № 3. – P. 293-309. [In Russian]

50. Larsemann Hills, Princess Elizabeth Land, Antarctica. Map. Australian Surveying and Land Information Group. Australian Antarctic Division, 1991.

51. Laybourn-Parry J., Wadham J.L. Antarctic Lakes, Oxford University Press, 2014, 215 p.

52. Livingstone S.J., Li Y., Rutishauser A., Sanderson R., Winter K., Mikucki J. A., Björnsson H., Bowling J.S., Chu W., Dow C.F., Fricker H.A., McMillan M., Ng F.S.L., Ross N., Siegert M., Siegfried M., Sole A.J. Subglacial lakes and their changing role in a warming climate // Nature Reviews Earth & Environment. – 2022. –3. – P. 106–124.

53. Looyenga H. Dielectric constants of heterogeneous mixture // Physica. – 1965. – V. 31. – №3. P. 401–406.

54. Macheret Yu.Ya. Radio sounding of glaciers. Moscow: Nauchny mir, 2006. 392 p. [In Russian]

55. Manesh B.S., Warriar A.K., Nair A., Fernandes R., Mohan R. Evolutionary inferences from the sedimentary deposits of Lake LH73, Larsemann Hills, East Antarctica // Catena 203. – 2021. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105341>.

56. Mernild S.H., Hasholt B. Observed runoff, jökulhlaups and suspended sediment load from the Greenland ice sheet at kangerlussuaq, west Greenland, 2007 and 2008 // Journal of Glaciology. – 2009. – V. 55. – №193. – P. 855–858.

57. Mikhaylenko A.A., Konosavskii P.K., Titov K.V. Methodological questions of modelling of self-potential field caused by water pumping from a borehole // Mathematical models of technique, technology and economics: Proceedings of the All-Russian scientific and applied student conference, Saint Petersburg, 14–15 May 2019. Saint Petersburg: POLYTECH-PRESS, 2019. – P.34–37. [In Russian]

58. Morev V.A., Kharitonov V.V. Useful model patent No. 164818 U1 Russian Federation, MPK E21V 7/14. A device for electro-thermal drilling of wells in cold ice: No. 2015150107/03: decl. 23.11.2015: publ. 20.09.2016; declarant Federal State Budgetary Institution “Arctic and Antarctic Research Institute” (FSBI “AARI”). [In Russian]
59. Nye J.F. Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels, and veins // *Journal of Glaciology*. – 1976. – V. 17. – №76. – P. 181–207.
60. Popov S.V., Eberlein L. Investigation of snow-firn thickness and ground in the East Antarctica by means of geophysical radar // *Ice and Snow*. – 2014. V. 54. – №4. –P.95–106. [In Russian]
61. Popov S.V., Polyakov S.P. Ground-penetrating radar sounding of the ice crevasses in the area of the Russian stations Progress and Mirny (East Antarctica) during the field season of 2014/15 // *Earth’s Cryosphere*. – 2016. V. 20. – №1. –C. 90–98. [In Russian]
62. Popov S.V., Pryakhin S.S., Bliakharskii D.P., Pryakhina G.V., Tyurin S.V. Vast ice depression in Dalk Glacier, East Antarctica // *Ice and Snow*. – 2017. – Vol. 57. – No 3. – P. 427-432. [In Russian]
63. Popov S.V., Novikov A.L., Belkov A.D., Kashkevich M.P., Tyurin S.V., Mart’yanov V.L., Lukin V.V. Ice sheet dynamics and structure in the area of the snow runway at Mirny Station, East Antarctica (based on the data collected during the 2016/17 summer and wintering seasons) // *Earth’s Cryosphere*. – 2019. V. 23. – №1. –P. 90–98. [In Russian]
64. Popov S.V., Boronina A.S., Pryakhina G.V., Grigoreva S.D., Sukhanova A.A. Outburst floods of glacial and subglacial lakes in the area of the Larsemann Hills (East Antarctica) in 2017-2018 // *Georisk*. – 2018. – V. 12. – № 3. – P. 56-67. [In Russian]
65. Pryakhina, G.V., Boronina, A.S., Popov, S.V., Chetverova A.A. Hydrological studies of lake outbursts in the Antarctic oases. // *Russ. Meteorol. Hydrol.* – 2020a. – V. 45. – P.118–123.
66. Pryakhina G.V., Chetverova A.A., Grigoreva S.D., Boronina A.S., Popov S.V. Breakthrough of Lake Progress (East Antarctica): a phenomenological model and approaches to assessing the characteristics of a flash flood // *Ice and Snow*. – 2020b. – V. 60. – № 4. – P. 613-622. [In Russian]
67. Ray P.S. Broadband complex refractive indices of ice and water // *Appl. Opt.* – 1972. – V. 11. – №8. – P. 1836–1844.
68. Richard S. A. Geomorphological effects of jökulhlaups and ice-dammed lakes, Jotunheimen, Norway // *Norwegian Journal of Geography*. – 1985. – V. 39. – №1. – P. 1–16.
69. Roberts M.J. Jökulhlaups: A reassessment of floodwater flow through glaciers // *Reviews of Geophysics*. – 2005. – V. 43. – №1. – P. 1–21.
70. Robin G., Evans S., Bailey J.T. Interpretation of radio echo sounding in polar ice sheets // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*. – 1969. – V. 265A. – №1166. – P. 437–505.

71. Robin G. Velocity of radio waves in ice by means of interferometric technique // *Journal of Glaciology*. – 1975. – Vol. 15. – №73. – P. 151-159.
72. Russell A.J., Carrivick J.L., Ingeman-Nielsen T., Yde J.C., Williams M. A new cycle of jökulhlaups at Russell Glacier, Kangerlussuaq, West Greenland // *Journal of Glaciology*. – 2011. – V. 57. – №202. – P. 238–246.
73. Scientific and technical report on carrying out the programs of seasonal hydro-ecological work at the Progress Station during the period of the seasonal 57th RAE / Zubov A.I., Krasnov A.A. – Antarctica. Larsemann Hills, 2012. – 27 p. [In Russian]
74. Shakesby R.A. Geomorphological effects of jökulhlaups and ice-dammed lakes, Jotunheimen, Norway // *Norwegian Journal of Geography*. – 1985. – V. 39. – №1. – P.–16.
75. Shevnina E., Kourzeneva E. Thermal regime and components of water balance of lakes in Antarctica at the Fildes peninsula and the Larsemann Hills // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. – 2017. – V. 69:1, 1317202.
76. Sokratova I.N. History of discovery and research of Antarctic oases (the beginning of XX cent. – the beginning of the XXI cent.): abstract of the thesis for a candidate degree in geographical sciences: 07.00.10 / Sokratova Irina Nikolaevna. – Saint Petersburg-Moscow, 2008, 24 p. [In Russian]
77. Stearns L.A., Smith B.E., Hamilton G.S. Increased flow speed on a large East Antarctic outlet glacier caused by subglacial floods // *Nature Geoscience*. – 2008. – V. 1. – №12. – P. 827–831.
78. Sukhanova A.A., Popov S.V., Boronina A.S., Grigoreva S.D., Kashkevich M.P. Geophysical surveys in the vicinity of the Progress station, East Antarctica, performed during the 63rd RAE season (2017/18) // *Ice and Snow*. – 2020. – V. 60. – №1. – P. 149–160. [In Russian]
79. Titov K.V., Konosavskii P.K. Application of the self-potential method for pumping from wells // *St. Petersburg State University Bulletin. Ser. 7*. – 2014. – Vol. 4. – P. 52–63. [In Russian]
80. Thompson S.S., Kulesa B., Essery R.L.H., Lüthi M.P. Bulk meltwater flow and liquid water content of snowpacks mapped using the electrical self-potential (SP) method // *The Cryosphere*. – 2016. – V. 10. – P. 433–444.
81. Tomasson H. The jökulhlaup from Katla in 1918 // *Annals of Glaciology*. – 1996. – V. 22. P. 249–254.
82. Tweed F.S., Russel A.J. Controls on the formation and sudden drainage of glacier-impounded lakes: Implications for jökulhlaup characteristics // *Progress in Physical Geography*. – 1999. – V. 23. – №1. – P. 79–110.
83. Vinogradov Yu. B. Method of calculation of the flood hydrograph of a breakthrough of a glacier-dammed lake // *Mud Streams*. – 1976. – №1. – P. 138–153. [In Russian]
84. Vladov M.L., Sudakova M.S. Georadiolocation. From fundamental physics to perspective directions. A tutorial. Moscow: Izd-vo “Khoroshee”, 2017. 528 p. [In Russian]

85. Waitt R.B. Jr. Case for periodic, colossal jökulhlaups from Pleistocene glacial Lake Missoula // Geological Society of America Bulletin. – 1985. – V. 96. P. 1271–1286.
86. Wingham D.J., Siegert M. J., Shepherd A., Muir A.S. Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes // Nature. – 2006. – V. 440. – №7087. – P. 1033–1036.
87. Worni R., Huggel C., Stoffel M. Glacial lakes in the Indian Himalayas - From an area-wide glacial lake inventory to on-site and modeling based risk assessment of critical glacial lakes // Science of the Total Environment. – 2012. – V. 468–469. P. S71–S84.
88. Yan S., Blankenship D.D., Greenbaum J.S., Young D.A., Li L., Rutishauser A., Guo J., Roberts J.L., van Ommen T.D., Siegert M.J., Sun Bo. A newly discovered subglacial lake in East Antarctica likely hosts a valuable sedimentary record of ice and climate change // Geology. – 2022. – V. XX. – № XX.