

*На правах рукописи*

**Терехов Антон Викторович**

**ИЗМЕНЧИВОСТЬ БАЛАНСА МАССЫ ЛЕДНИКОВ РАЙОНА БАРЕНЦБУРГА  
(АРХИПЕЛАГ ШПИЦБЕРГЕН) В НАЧАЛЕ 21-ГО ВЕКА**

Научная специальность 1.6.12. Физическая география и биогеография,  
география почв и геохимия ландшафтов

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание учёной степени  
кандидата географических наук

Научный руководитель:  
д. г. н. Веркулич С. Р.

## Оглавление

Введение .....	3
Глава 1 Мониторинг баланса массы ледников .....	11
1.1 Роль ледников в структуре, динамике и функционировании ландшафтов .....	11
1.2 Обоснование необходимости мониторинга ледников .....	13
1.3 История мониторинга баланса массы ледников.....	15
Выводы .....	24
Глава 2 Ледники района Баренцбурга как объект мониторинга.....	25
2.1 Современное состояние и мониторинг оледенения архипелага Шпицберген .....	25
2.2 Физико-географическая характеристика рассматриваемых ледников .....	29
2.3 Обзор предшествующих масс-балансовых исследований .....	32
Выводы .....	34
Глава 3 Гляциологический реанализ: материалы и методы.....	35
3.1 Используемые понятия и терминология .....	35
3.2 Обзор исходных данных .....	41
3.3 Расчёт баланса массы .....	46
3.4 Оценка погрешностей .....	53
Выводы .....	62
Глава 4 Изменчивость баланса массы ледников в районе Баренцбурга .....	64
4.1 Общая характеристика баланса массы ледников .....	64
4.2 Пространственная изменчивость на поверхности ледников.....	67
4.3 Межгодовая изменчивость .....	82
4.4 Многолетняя изменчивость .....	90
4.5 Репрезентативность полученных результатов.....	95
Выводы .....	98
Заключение.....	101
Список сокращений и условных обозначений .....	104
Словарь терминов.....	105
Список литературы.....	106
Список иллюстративного материала .....	119

## Введение

Криосфера — важнейший компонент географической оболочки нашей планеты, её гидрологического цикла и климатической системы. Значительную часть криосферы составляют льды суши: по последним оценкам, ледники за пределами Антарктического и Гренландского ледниковых щитов занимают площадь в 706 тыс. км<sup>2</sup>, имея объём в 170 тыс. км<sup>3</sup> [Zemp и др., 2019]. Наблюдаемая на протяжении последних десятилетий устойчивая тенденция к потеплению климата и к истончению снежного покрова приводит к тому, что подавляющее большинство региональных центров оледенения испытывает сокращение массы льда [IPCC, 2019]. По недавним расчётам, темпы общемировых потерь льда возросли с 1990-х гг. в полтора раза — с 800 до 1200 млрд тонн в год [Slater и др., 2021]. Уменьшение объёмов и площадей современного оледенения имеет ряд важных последствий для всей геосистемы, проявляющихся на разных её масштабных уровнях [Braithwaite, Hughes, 2020]. На региональном уровне наиболее актуальным аспектом подобных изменений становится уменьшение запасов пресной воды и гидроэнергетических ресурсов. Примерами воздействий в глобальном масштабе являются изменение теплового баланса поверхности планеты за счет снижения её альбедо [Marcianesi, Aulicino, Wadhams, 2021] и подъём уровня Мирового океана [Edwards и др., 2021].

Несмотря на то, что преобладающая масса ледникового льда на Земле сосредоточена в виде Антарктического и Гренландского щитов, суммарный вклад таяния остальных ледников (213±29 млрд т в год) ответственен примерно за одну треть эвстатического подъёма уровня моря [IPCC, 2019], а по более новым оценкам — практически за 45% [Slater и др., 2021]. По современным расчётам, этот вклад будет оставаться таким же значительным на протяжении всего 21-го века [Schuler и др., 2020]: в соответствии с обзором Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), в текущем столетии горные и полярные ледники продолжают своё отступление «с высокой степенью достоверности» [IPCC, 2021]. Это приведёт к полному исчезновению оледенения во многих горных странах уже в ближайшие десятилетия [Zemp и др., 2019].

Тем не менее, оценки потери массы ледниками по конкретным регионам планеты по-прежнему сильно разнятся в зависимости от применяемых авторами исследований методов и наборов данных [Slater и др., 2021]. По очевидным причинам, человечество не способно непосредственно наблюдать на непрерывной основе *каждый* из ледников в мире. Поэтому любые оценки, как будущего, так и нынешнего состояния криосферы задействуют в той или иной мере методы математического моделирования, даже если они представлены наиболее примитивными процедурами пространственной интерполяции. Следовательно, для уточнения наших представлений о динамике современного оледенения и прогноза его изменений,

существуют два основных пути: 1) совершенствование методов моделирования и 2) повышение качества натуральных данных, используемых для калибровки и верификации моделей, с расширением их географии.

Архипелаг Шпицберген — один из крупнейших центров современного высокоширотного оледенения, где сосредоточено около 10% площади арктических ледников [Nuth и др., 2013]. Уникальное географическое положение Шпицбергена, между Атлантикой и Северным Ледовитым океаном, в последние десятилетия предопределило значительный рост температуры воздуха на архипелаге, в несколько раз превышающий по своим темпам среднемировые значения [Isaksen и др., 2022]. Этот феномен известен как «арктическое усиление» и обусловлен влиянием климатических обратных связей, вызванных изменениями в ледовом и снежном покрове высоких широт [Nordli и др., 2014]. Поэтому оледенение Шпицбергена не является исключением из наблюдаемого глобального тренда на потерю массы и представляет повышенный научный интерес с точки зрения наблюдений связей в системе океан—атмосфера—криосфера [Schuler и др., 2020]. Здесь, в посёлке Баренцбург, расположен Российский научный центр на архипелаге Шпицберген, концепция создания и развития которого заключается в комплексном изучении природной среды и климата архипелага [Концепция создания..., 2014]. Сотрудниками ФГБУ «АНИИ», в том числе при участии автора, накоплен значительный объём фактического материала о масс-балансовых характеристиках ледников в районе Баренцбурга. Целенаправленной обработки всего объёма данных не производилось вплоть до последнего времени: результаты гляциологического мониторинга оставались по большей части неопубликованными вплоть до 2023 года [Terekhov и др., 2023].

**Объектом исследования** является природный географический компонент ландшафтов высокоширотной Арктики — наземное оледенение архипелага Шпицберген в районе населённого пункта Баренцбург, а **предметом исследования** — пространственная и временная изменчивость масс-балансовых характеристик этого оледенения в связи с основными ландшафтообразующими факторами — климатом и рельефом. Основными результатами являются как долговременные ряды баланса массы ледников, так и научно-практические выводы об улучшении организации гляциологического мониторинга.

Анализ современной **проработанности темы исследования** показывает, что, по состоянию на 2021 г. в пределах архипелага Шпицберген известны двенадцать программ долговременного мониторинга баланса массы ледников, что может показаться немалым в сравнении с площадью архипелага. Однако, эти ледники распределены по территории крайне неравномерно, группируясь в два основных кластера, приуроченных к зарубежным научно-исследовательским центрам: Нью-Олесунну на северо-западе и Хорнсунну на юге [Schuler и др., 2020]. В итоге, центральная часть острова Западный Шпицберген, где расположен Баренцбург,

обеспечена масс-балансовыми данными плохо. Единственный ряд наблюдений, относящийся к леднику Восточный Грэнфьорд, не имеет сезонных значений, и не подвергался комплексной оценке случайных и систематических погрешностей (см., например, [Чернов и др., 2019]).

Кроме того, гляциологические мониторинговые программы, проводимые отечественными исследователями, немногочисленны и за пределами Шпицбергена. Для недавнего обзорного отчёта Всемирной службы мониторинга ледников (WGMS) на тему актуальных проблем гляциологических наблюдений, доклад о современном состоянии мониторинга в России представил В.В. Поповнин, на протяжении многих лет возглавляющий исследовательские работы МГУ им. Ломоносова на кавказском леднике Джанкуат [125 years of internationally coordinated glacier monitoring: achievements and future challenges, 2020]. Основной тезис доклада заключается в том, что на территории такой протяжённой страны как Россия сеть наблюдений представлена всего тремя ледниками: Актру на Алтае, а также Джанкуат и Гарабаши на Кавказе. Измерения баланса массы ещё одного ледника (Мушкетова), не упомянутого в докладе, проводятся ФГБУ «АНИИ» на архипелаге Северная Земля с 2013 г. [Большаинов и др., 2016].

Все прочие мониторинговые программы, в том числе в пределах других центров современного оледенения, которых на территории бывшего СССР насчитывалось девятнадцать [Grosval'd, Kotlyakov, 1969], были свёрнуты в конце 20-го века. В настоящее время, расширение географии наблюдений невозможно из-за недостатка финансирования таких проектов [Porovnin, 2020]. Таким образом, обработка данных масс-балансовых наблюдений на Шпицбергене, проведённая по современной общепринятой методике, поможет нанести на карту отечественного мониторинга ледников ещё одну точку, хоть и находящуюся за пределами территории России, но являющуюся результатом многолетних трудов отечественных исследователей.

Изложенное выше подтверждает **актуальность темы** исследования, направленной на изучение арктического региона, что является одним из приоритетных направлений отечественной науки [Концепция создания..., 2014]. Наземное оледенение является одним из главных компонентов арктических природных систем, оказывающим влияние на все основные ландшафтообразующие факторы. Поэтому изучение структуры, динамики и функционирования ледников высокоширотной Арктики является актуальной научной задачей.

**Цель исследования:** выявить основные пространственные и временные закономерности в изменчивости масс-балансовых характеристик ледников в районе посёлка Баренцбург (Шпицберген) в 21-м веке в связи с климатическими изменениями. Для достижения заявленной цели потребовалось решить следующие **задачи**:

– выполнить необходимые *полевые и аналитические работы* по расчету геодезического баланса массы ледников в районе Баренцбурга;

- количественно оценить *случайные погрешности*, возникающие при расчетах гляциологическим и геодезическим методом;
- провести совместный реанализ рядов, полученных гляциологическим и геодезическим методами измерения баланса массы, для выявления и оценки *систематической ошибки* мониторинга;
- выявить основные закономерности *пространственного распределения* масс-балансовых величин по поверхности исследуемых ледников;
- проанализировать *межгодовую изменчивость* масс-балансовых характеристик ледников на предмет связи с флуктуациями климатических величин, измеренных в рассматриваемом районе;
- оценить, согласуется ли *многолетняя изменчивость* баланса массы ледников в районе Баренцбурга с общими по архипелагу закономерностями, связанными с климатическим и другими факторами;
- показать репрезентативность полученных масс-балансовых данных для всего оледенения архипелага Шпицберген в целом;
- обосновать значение и преимущества параллельного применения гляциологического и геодезического методов для долговременного масс-балансового мониторинга ледников.

**Научная новизна** исследования состоит в том, что впервые в отечественной практике многолетние ряды баланса массы ледников подвергнуты ретроспективному реанализу на основе наиболее релевантных данных, а также комплексной оценке точности. В результате были получены наиболее достоверные новые данные о балансе массы ледников в центральной части острова Западный Шпицберген, где прежде наблюдалась нехватка таких рядов.

**Практическая значимость** работы заключается в восполнении нехватки масс-балансовых данных в рассматриваемом районе архипелага Шпицберген: в качестве основного результата были получены гомогенизированные ряды долговременного мониторинга. Исследование обладает также и **теоретической значимостью**, состоящей в сформулированных автором выводах о путях улучшения организации и ведения гляциологического мониторинга на горных ледниках.

**Личный вклад автора** заключается в участии в летних экспедиционных работах на ледниках залива Грэнфьорд, включивших в себя проведение наземной топографической съёмки на ледниках Альдегонда (2018 г.), Западный Грэнфьорд, Восточная Дальфонна (2019 г.), проведение аэрофотосъёмки на леднике Вёринг при помощи беспилотного летательного аппарата (2019 г.). Автором выполнен расчёт «геодезического» баланса массы упомянутых

ледников, реанализ всех имеющихся (включая архивные) рядов масс-балансовых данных, анализ связи масс-балансовых величин с климатическими и морфометрическими факторами.

**Достоверность результатов диссертационного исследования и их апробация.** Выводы исследования основываются на фактическом материале масс-балансового мониторинга, собранном коллективом ФГБУ «ААНИИ» в ходе полевых экспедиционных исследований, в том числе при участии автора. Исследование опирается на известные и общепринятые в настоящее время методы измерения и расчёта баланса массы ледников, а также на методику взаимного сравнения результатов двух этих методов, называемую гляциологическим реанализом. Реанализ рядов баланса массы ледника заключается в периодическом пересмотре значений баланса массы на основе взаимного сравнения результатов, полученных двумя различными методами мониторинга, и призван уточнить показатели за счёт, во-первых, использования наиболее актуальных исходных данных, а, во-вторых, за счёт выявления, количественной оценки и устранения систематических ошибок в рядах наблюдений [Zemp и др., 2013]. Методика была впервые предложена в 2013 г. и за прошедшее десятилетие успешно опробована для многих мировых ледников (напр., [Andreassen и др., 2016; Galos и др., 2017; Wagnon и др., 2020]).

Результаты, изложенные в данной работе, были ранее опубликованы автором в журналах, индексируемых наукометрическими системами Scopus и/или Web of Science, в том числе входящих в первый квартиль, а также РИНЦ:

1. *А.В. Терехов*, Г.В. Тарасов, О.Р. Сидорова, В.Э. Демидов, М.А. Анисимов, С.Р. Веркулич Оценка баланса массы ледника Альдегонда (Шпицберген) в 2015–2018 гг. на основе модели ArcticDEM, геодезических и гляциологических данных // *Лёд и снег*. — 2020. — Т. 60. — №2. — С. 192–200;
2. *Терехов А.В.*, Демидов В.Э., Казаков Э.Э., Анисимов М.А., Веркулич С.Р. Определение баланса массы ледника Вёринг (Западный Шпицберген) геодезическим методом, 2013–2019 годы // *Криосфера Земли*. — 2020. — Т. 24. — №5. — С. 55–63. DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2020-5(55-63);
3. Прохорова У.В., *Терехов А.В.*, Иванов Б.В., Веркулич С.Р. Расчёт составляющих теплового баланса ледника Альдегонда (о. Западный Шпицберген) в период абляции по данным наблюдений 2019 года // *Криосфера Земли*. — 2021. — Т. 25. — №3. — С. 50–60.
4. *Terekhov A.*, Verkulich S., Borisik A., Demidov V., Prokhorova U., Romashova K., Anisimov M., Sidorova O., Tarasov G. Mass balance, ice volume and flow velocity of the Vestre Grønfjordbreen (Svalbard) from 2013/14 to 2019/20 // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. — Т. 54. — №1. — С. 584–602, 2022. DOI: 10.1080/15230430.2022.2150122;

5. Prokhorova U., *Terekhov A.*, Ivanov B., Demidov V. Heat balance of a low-elevated Svalbard glacier during the ablation season: A case study of Aldegondabreen // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. — 2023. — Т. 55. — №1. — 2190057. DOI: 10.1080/15230430.2023.2190057;
6. *Terekhov A.*, Prokhorova U., Verkulich S., Demidov V., Sidorova O., Anisimov M., Romashova K. Two decades of mass-balance observations on Aldegondabreen, Spitsbergen: Interannual variability and sensitivity to climate change // *Annals of Glaciology*. — 2023. С. 1–11. DOI: 10.1017/aog.2023.40;
7. Прохорова У.В., *Терехов А.В.*, Демидов В.Э., Веркулич С.Р., Иванов Б.В. Внутрисезонная изменчивость абляции ледника Альдегонда (Шпицберген) // *Лёд и снег*. — 2023. —Т. 63. — № 2. — С. 214–224;
8. *Терехов А.В.*, Василевич И.И., Прохорова У.В. Оценка погрешности измерений средней высоты снежного покрова на леднике Альдегонда (Шпицберген) // *Лёд и снег*. — 2023. — Т. 63. — №3. — С. 357–368.

Отдельные результаты диссертационного исследования вошли в отчеты ФГБУ «АНИИ» по научно-исследовательским работам, выполнявшимся в рамках научных тем Росгидромета, а также были зарегистрированы в Роспатенте в качестве базы данных (Свидетельство о государственной регистрации базы данных №2021621585 от 22 июля 2021 г. [Веркулич и др., 2021]). Избранные результаты были представлены на нескольких международных и всероссийских конференциях:

- Международный симпозиум по атмосферной радиации и динамике «МСАРД—2023», Санкт-Петербург, Россия;
- Международная конференция ИФА РАН «Турбулентность, динамика атмосферы и климата 2021», Москва, Россия [Ivanov и др., 2022];
- Гляциологический симпозиум 2020 г., Санкт-Петербург, Россия;
- Svalbard Science Conference 2019 г., Осло, Норвегия [Terekhov и др., 2019].

**Структура диссертации.** Основной текст состоит из четырёх глав. Глава 1 показывает роль ледников в структуре, динамике и функционировании ландшафтов высоких широт, обосновывает актуальность мониторинга баланса массы ледников и содержит литературный обзор истории развития методов и принципов организации мониторинга. В Главе 2 представлена сводка о современном состоянии оледенения архипелага Шпицберген, а также физико-географическая характеристика изучаемого района и, в частности, рассматриваемых ледников в районе посёлка Баренцбург. В Главе 3 подробно описаны имеющиеся в распоряжении автора исходные данные мониторинга, раскрывается сущность используемых в работе методов, излагается методика количественной оценки случайных и систематических ошибок полученных



результатов. Глава 4 содержит результаты применения автором методики реанализа к рядам данных двух ледников района Баренцбурга, включая анализ пространственной, межгодовой и долгопериодической изменчивости баланса массы, а также их обсуждение и доказательство репрезентативности полученных результатов. Всего диссертация включает 121 страницу, 29 рисунков и 14 таблиц.

#### **Основные научные результаты:**

1. В рассматриваемой области архипелага Шпицберген получен наиболее продолжительный ряд баланса массы, включающий сезонные величины, комплексную оценку случайных погрешностей и доказанное отсутствие систематической ошибки [Terekhov и др., 2023, стр. 5, таблица 2]. Степень личного участия автора в получении/достижении данного результата: гомогенизация рядов баланса массы, расчёт погрешности масс-балансовых величин, проведение наземной топографической съёмки на леднике Альдегонда и последующий расчёт геодезического баланса массы и сравнение его с гляциологическим;

2. Показано, что, несмотря на устойчивую тенденцию к потеплению приземной температуры воздуха в пределах всего архипелага Шпицберген, статистически значимого тренда для масс-балансовых рядов рассматриваемых ледников не обнаружено [Terekhov и др., 2023, стр. 9, параграф 6.4, абзац 1]. Степень личного участия автора в получении/достижении данного результата: статистический анализ масс-балансовых рядов исследуемых ледников;

3. Показано, что чередование периодов относительно высокого и низкого баланса массы ледников в районе Баренцбурга совпадает со сменами режимов атмосферной циркуляции над Шпицбергенем [Terekhov и др., 2023, стр. 10, абзац 4]. Степень личного участия автора в получении/достижении данного результата: статистический анализ масс-балансовых рядов ледников в районе Баренцбурга;

4. Показана связь масс-балансовых величин ледника Западный Грэнфьорд с основными метеорологическими величинами, измеренными на метеостанции в Баренцбурге [Terekhov и др., 2022, стр. 597, рисунок 8]. Степень личного участия автора в получении/достижении данного результата: расчёт статистических величин, определяющих связь баланса массы с климатом;

5. Геодезическим методом, на основе результатов наземной топографической съёмки и архивных данных дистанционного зондирования Земли, определён баланс массы ледника Вёринг в 2013–2019 гг., оказавшийся значимо более отрицательным, нежели в 70-е и 80-е гг. 20-го века, когда на леднике выполнялся мониторинг [Терехов и др., 2020а, стр. 61]. Степень личного участия автора в получении/достижении данного результата: проведение наземной топографической съёмки, обработка данных, расчёт геодезического баланса массы;

6. Геодезическим методом определён баланс массы ледника Дальфонна Восточный, и показано, что в период 2013–2019 гг. ледник терял массу более интенсивно, нежели в предшествующий период 2008–2013 гг. [Терехов и др., 2022, стр. 377, табл. 3]. Степень личного участия автора в получении/достижении данного результата: проведение наземной топографической съёмки, обработка данных, расчёт геодезического баланса массы;

7. На основе метода бутстрэп получены эмпирические кривые для определения относительной погрешности средней высоты снежного покрова на исследуемых ледниках, в зависимости от коэффициента вариации высоты снега и плотности сетки измерений [Терехов, Василевич, Прохорова, 2023, стр. 363]. Степень личного участия автора в получении/достижении данного результата: разработка алгоритма на основе метода бутстрэп и его реализация.

#### **Положения, выносимые на защиту:**

1. Межгодовая изменчивость годового баланса массы ледников в изучаемом районе имеет высокую корреляцию с температурой воздуха, измеренной на метеостанции в Баренцбурге, а зимнего баланса — с количеством твёрдых осадков. Проведение ретроспективной гомогенизации рядов баланса массы упрощает получение этих взаимосвязей;

2. Изменчивость масс-балансовых характеристик ледников в районе Баренцбурга на интервалах времени порядка 5–10 лет совпадает с общей по архипелагу изменчивостью и определяется фактором регионального масштаба — сменой режимов атмосферной циркуляции. Следовательно, рассматриваемые в работе ледники являются репрезентативными для острова Западный Шпицберген в целом;

3. Взаимное сравнение результатов гляциологического и геодезического методов определения баланса массы ледников позволяет количественно оценить систематическую ошибку в рядах или показать её отсутствие, а при наличии перерывов в наблюдениях — проконтролировать точность реконструкции значений. Поэтому долговременный мониторинг баланса массы целесообразно организовывать двумя этими методами параллельно.

## Глава 1 Мониторинг баланса массы ледников

### 1.1 Роль ледников в структуре, динамике и функционировании ландшафтов

Основная идея физической географии на современном этапе развития науки заключается во взаимной связи и обусловленности природных географических компонентов, составляющих наружные сферы нашей планеты. Географические компоненты взаимосвязаны и в пространстве, и во времени, поэтому их динамика и развитие происходят сопряженно [Исаченко, 1991].

Роль наземного оледенения в структуре, динамике и функционировании ландшафтов полярных и высокогорных территорий является во многом первостепенной. Ледники являются наиболее протяженным по площади компонентом этих ландшафтов, что особенно характерно для арктических архипелагов. Так, ледники занимают около 60% территории Шпицбергена, 79% территории Земли Франца Иосифа, около трети площади островов Новой Земли и примерно 45% — Северной Земли [Moholdt, Wouters, Gardner, 2012]. Однако, с точки зрения взаимосвязей в природной системе, важна не доля площади оледенения сама по себе, а то, что ледники определяют ряд ландшафтообразующих факторов, связанных с потоками вещества.

Наземное оледенение является важной частью гидрологического цикла арктических ландшафтов, поскольку оно осуществляет внутригодовое перераспределение стока. Максимальное количество осадков на архипелаге Шпицберген выпадает в зимние месяцы, поэтому речной сток летом практически полностью определяется процессом абляции ледников. Кроме того, стремительное отступление ледников, наблюдаемое в последние десятилетия на архипелаге, приводит к образованию приледниковых озёр. В настоящее время для Шпицбергена характерны наиболее быстрые темпы образования новых приледниковых озёр в мире, что является одним из ярких проявлений структурных изменений в ландшафтах архипелага, вызванных климатическими изменениями [Wiczorek и др., 2023].

Участие ледников в формировании пресноводного стока также приводит к их опосредованному влиянию на морские экосистемы, которое заключается не только в распреснении морской воды, но также и в выносе биогенных веществ с суши. К примеру, недавнее исследование показывает, что до 12% железа, принесённого ледниками в море, является потенциально биодоступным; в результате биогеохимического цикла железо в арктических фьордах преобразуется в более лабильные формы, что ещё более увеличивает его биодоступность для фитопланктона. Поэтому ледники являются важнейшим поставщиком биогенных веществ для морских экосистем высоких широт [Laufer-Meiser и др., 2021].

В качестве особого географического компонента в ландшафтоведении различают климат, который, однако, не представляет собой отдельное природное тело, будучи набором

определенных свойств и процессов отдельных воздушных масс. Тем не менее, климат играет важнейшую роль в формировании и функционировании географических комплексов [Исаченко, 1991], поэтому значительная часть диссертационного исследования посвящена вопросам воздействия климата на баланс массы ледников в районе Баренцбурга. Однако, известны и механизмы обратной связи: ледники способны влиять на особенности микро- и регионального климата территорий. Это происходит через охлаждение приземного слоя воздуха, изменение альбедо подстилающей поверхности, формирование устойчивых антициклонов (последнее характерно для крупнейших ледников вроде Гренландского щита) [Paterson W. S. B., 1994]. Эти эффекты несомненно оказывают влияние на прочие компоненты геосистемы.

На больших масштабах времени ледники являются одним из основных геоморфологических факторов, определяющих рельеф территории арктических архипелагов. При этом результатом динамики оледенения являются как экзарационные, так и аккумулятивные формы рельефа. Многие долины архипелага Шпицберген, в настоящее время свободные ото льда, имеют троговую U-образную форму, поскольку были заняты крупнейшими ледниками в недавнем прошлом, до максимума Малого ледникового периода [Farnsworth и др., 2020]. Другими широко распространенными гляциальными формами рельефа являются покровные и напорные морены, сформированные за последнее столетие и покрывающие значительную часть освободившихся от ледников долин Шпицбергена [Кокин и Кириллова, 2017].

Оледенение влияет не только на процессы, происходящие на поверхности, но также и на распределение многолетнемерзлых пород. Есть гипотеза, что под большинством ледников Шпицбергена находятся талики, существование которых обусловлено наличием жидкой воды в нижних горизонтах политермических ледников, распространённых на архипелаге. В пользу существования таликов свидетельствуют характерные криогенные процессы, такие как возникновение приледниковых наледей в зимний период, что было бы невозможно в случае препятствования многолетнемерзлых пород подземному стоку с ледников [Demidov и др., 2020].

В довершение к прочему воздействию на компоненты ландшафтов, ледники оказывают влияние и на деятельность человека, в некотором смысле лимитируя антропогенное вмешательство в природно-территориальные комплексы архипелага. Крупные поселения на Шпицбергене были бы невозможны без постоянных источников пресной воды, что особенно актуально для территорий на северо-востоке, поскольку количество атмосферных осадков быстро снижается при удалении атлантического побережья. Для Баренцбурга источником пресной воды в начале и середине 20-го века являлся ледник Альдегонда, от которого в населённый пункт был проложен водопровод. Во второй половине 20-го века из-за стремительного отступления края ледника вглубь долины водопровод был вынужденно перепроектирован и проложен вновь от пресноводного озера Стемме [Мавлюдов, Кудиков,

2019]. Достоверной оценки водного баланса озера Стемме до сих пор не проводилось, однако, известно, что оно частично питается тальми водами окружающих его долину ледников.

Таким образом, воздействие ледников на «смежные» природные географические компоненты проявляется на различных пространственных и временных масштабных уровнях арктических ландшафтов. Поэтому наземное оледенение, оказывающее влияние на все основные ландшафтообразующие факторы, играет важнейшую роль в структуре, динамике и функционировании арктических природных систем.

## 1.2 Обоснование необходимости мониторинга ледников

С момента становления гляциологического мониторинга, на 125-ти летний юбилей которого обращает внимание недавний отчёт Всемирной службы мониторинга ледников (WGMS) [125 years of internationally coordinated glacier monitoring: achievements and future challenges, 2020], основными наблюдаемыми параметрами ледников являлись их длина и площадь. Лишь спустя два десятилетия после начала целенаправленного и скоординированного сбора информации о ледниках [Forel, 1895], целью измерений стали также их масс-балансовые показатели [Huss и др., 2021]. За прошедшее с тех пор столетие стало очевидно, что изменения состояния ледников тесно связаны с климатическими флуктуациями разной длительности и масштаба (от глобального до локального), и, в свою очередь, являются важными индикаторами амплитуд и трендов этих флуктуаций. Рассмотрим, почему баланс массы более полезен с практической точки зрения для мониторинга, нежели гораздо менее трудоёмкие для измерения величины, такие как площадь и длина ледника.

Площадь и длина — одни из наиболее надёжно определяемых при картировании, по космическим и аэрофотоснимкам, параметров ледников [Paul и др., 2013]. Исключение составляют в значительной мере перекрытые мореной или коллювием ледяные тела, для которых затруднено установление точных пространственных границ. Кроме того, имеющиеся архивные наземные фотографии, топографические карты и текстовые источники позволяют реконструировать границы оледенения за исторический период, а геоморфологические свидетельства в виде напорных и стадияльных морен, расширяют этот период в прошлое до нескольких тысяч или десятков тысяч лет, хоть и с гораздо меньшей дискретностью.

Oerlemans в своем исследовании 2005 г. предпринял попытку восстановить ряды относительных изменений глобальной температуры воздуха с начала XIX века на основе данных об изменениях длины ледников. Используя все доступные к тому моменту 169 рядов изменений длин ледников по всему миру, он количественно оценил потепление за первую половину 20-го века в 0,5 Кельвина [Oerlemans, 2005]. Что касается архипелага Шпицберген,

Лаврентьев в своей диссертации показал, что изменения площади ледника Альдегонда хорошо коррелируют с изменениями температуры лета, тем самым установив, что этот ледник может являться надёжным индикатором изменений климата в районе Баренцбурга [Лаврентьев, 2008]. Тем не менее, в общем случае, площадь ледника может и не быть связанной с климатическими параметрами, в подтверждение чего можно привести следующие аргументы:

1) на сегодняшний день существование пульсирующих ледников является неоспоримым фактом, поскольку характерные для подобных ледников подвижки наблюдались людьми непосредственно. Сёрджевые подвижки могут значительно различаться по продолжительности, занимая во времени от считанных минут, примером чего является катастрофа на леднике Колка [Evans и др., 2009], до периодов в несколько лет. Очевидно, что во время мгновенной подвижки площадь ледника резко увеличивается при неизменной его массе. В этом случае увеличение площади не может свидетельствовать в пользу улучшения (с точки зрения оледенения) климатических условий. Если период повышения скорости движения ледника длится несколько лет, увеличение площади может происходить и при уменьшении общего объема, то есть при общем истончении ледника. Подобный пример описан в работе [Murrau и др., 2018] для ледника Фритьоф, расположенного в рассматриваемом районе. Это не единственный ледник, подверженный сёрджам в данной местности: в работе [Кокин, Кириллова, 2017] обоснована возможность подвижки в историческое время ледника Западный Грёнфьорд. На архипелаге в целом пульсирующими могут быть, по разным оценкам, от 10 до 90% ледников [Wangenstein, Weydahl, Hagen, 2007];

2) выводные ледники, которыми являются на сегодняшний день и многие крупные ледники архипелага, регулярно теряют свою площадь за счет откалывания айсбергов. Этот процесс в значительной степени связан с механическим воздействием воды на край ледника и с прочностью льда. Таким образом, потеря площади ледниками не всегда является прямым свидетельством потепления климата или снижения количества твердых осадков.

В контексте изучения глобальных изменений климата мониторинг *баланса массы* ледников является источником долговременных рядов наиболее корректной информации, несущей климатический сигнал. Кроме того, по современным представлениям, ледники за пределами Антарктического и Гренландского щитов ответственны за 30–45% эвстатического подъёма уровня Мирового океана (Рисунок 1.1). Расчёт подобных практических следствий современной динамики оледенения (не только подъёма уровня Мирового океана, но также оценки изменений пресноводных и гидроэнергетических ресурсов), требует знания именно *массы* воды, запасаемой или теряемой ледниками.

Масс-балансовые показатели также не лишены недостатков: в последнем отчёте WGMS одной из наиболее актуальных проблем при анализе масс-балансовых рядов названо

существенное изменение пространственной конфигурации многих горных ледников. Современное потепление способствует стремительной потере низко расположенной зоны абляции ледников целиком, после чего таяние уцелевших верховьев логичным образом замедляется. Влияние этого фактора, называемого «геометрическим» или «морфометрическим», может затруднять вычленение из масс-балансовых рядов климатического сигнала [Charalampidis и др., 2018; Vincent и др., 2017].

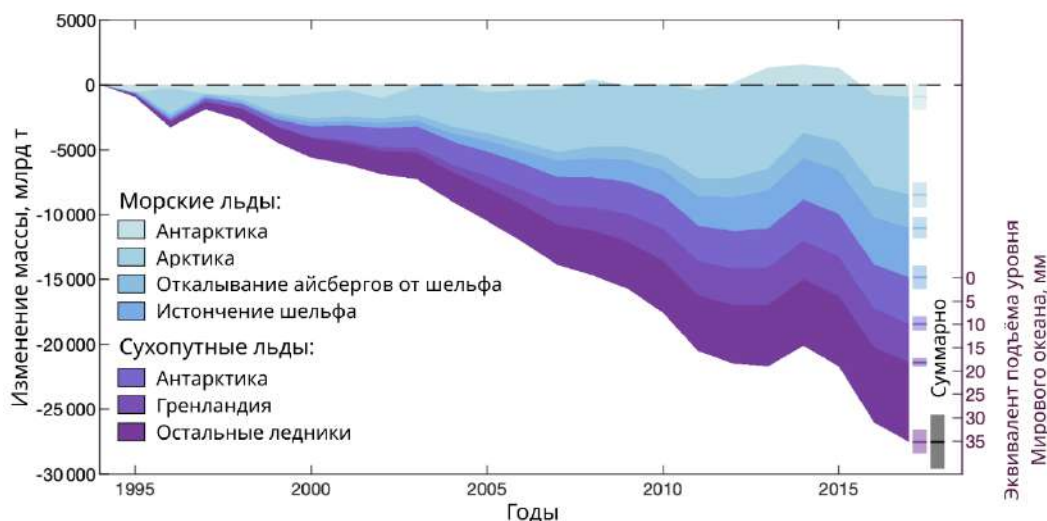


Рисунок 1.1 — Глобальные потери массы льда с 1995 г. и их вклад в повышение уровня Мирового океана (по [Slater и др., 2021], перевод автора)

Для понимания современного состояния масс-балансового мониторинга на архипелаге Шпицберген (и в общем по всему миру), вначале необходимо рассмотреть историю развития представлений о балансе массы ледников, методах его определения и принципах организации мониторинговых работ, которые определяют современные практики в этой области.

### 1.3 История мониторинга баланса массы ледников

#### 1.3.1 Первая половина 20-го века: становление идеи

История наблюдений за балансом массы ледников насчитывает немногим более сотни лет. Несмотря на то, что сама концепция баланса массы ледника и связанный с ней понятийный аппарат были впервые разработаны шведским гляциологом Хансом Альманом в 1920-х гг., количественные измерения таяния и аккумуляции на ледниках проводились и ранее. Примером может служить опубликованный в 2021 г. реанализ 106-летнего (1914–2020 гг.) ряда наблюдений по двум точкам («верхней» и «нижней») на леднике Клариденфирн (нем. *Claridenfirn*) на территории Швейцарии, являющийся на данный момент наиболее продолжительным рядом

подобного рода [Huss и др., 2021]. Тем не менее, развитие измерений баланса массы ледников в 20-е и 30-е гг. прошлого столетия связаны в основном с непродолжительными экспедициями Х. Альмана, наблюдения в которых носили эпизодический характер. Большинство измерений проводилось на протяжении одного балансового года на каждом из посещённых ледников [Ahlmann, 1953; Black, 1948], а потому не могут быть названы «мониторинговыми». К работам Альмана восходит международное название исторически первого метода наблюдений за балансом массы, основанного на измерениях абляционных реек и шурфов — «прямого гляциологического» (англ. *direct glaciological*).

К. Х. Валлен (швед. *C. C. Wallén*) одним из первых осознал практическую необходимость в организации *долговременных* масс-балансовых наблюдений и провёл на протяжении пяти лет (1942–1948) первую подобную серию измерений на леднике Kårsa в шведской Лапландии [Wallén, 1949a; Wallén, 1949b]. В то же время, в 1946 г., регулярные наблюдения были начаты на леднике Сторгласиарен (швед. *Storglaciären*), также на территории Лапландии [Schytt, 1962]. Эти наблюдения, продолжающиеся до настоящего времени, являлись наиболее длинной серией измерений [Braithwaite, 2009; Holmlund, Jansson, Pettersson, 2005] до момента публикации упомянутого выше ряда данных с ледника Клариденфирн.

На территории СССР первые измерения баланса массы ледников были выполнены П. А. Шумским в экспедициях на архипелаг Земли Франца Иосифа в 1947–1949 гг., но регулярными они не стали [Grosval'd, Kotlyakov, 1969].

Параллельно с началом применения «гляциологического метода» развивались идеи об использовании геодезических и топографических технологий. Один из пионеров фотограмметрии, немецкий математик Себастиан Финстервальдер, в 1922 г. составил при помощи фототеодолита первые крупномасштабные топографические карты территории Эцтальских Альп. Наиболее детальные съёмки Финстервальдер провёл на поверхности нескольких ледников и каменных глетчеров, а затем повторил их в последующие годы для вычисления скорости движения этих объектов [Braithwaite, 2009]. Спустя несколько десятилетий материалы съёмок были использованы и для расчёта масс-балансовых характеристик ледников.

### 1.3.2 Вторая половина 20-го века: развитие методов

Старт регулярным масс-балансовым исследованиям по всему миру и началу международной кооперации в вопросах гляциологии был дан во время проведения Международного геофизического года в 1957–1959 гг. В это время в гляциологии утверждается концепция «опорного ледника», то есть наиболее репрезентативного для данного района оледенения [Fountain и др., 2009]. Предполагалось, что организация долговременного



мониторинга баланса массы на верно выбранном (на основе «среднестатистических» морфометрических характеристик) леднике позволит экстраполировать наблюдения на весь район в целом. Под влиянием этой концепции во многих странах мира были организованы первые мониторинговые программы. В 1958 г. на леднике South Cascade на территории штата Вашингтон стартовала первая мониторинговая программа под эгидой Геологической службой США [Meier, Tangborn, 1965]. Регулярные серии наблюдений были начаты в СССР, на ледниках ИГАН и Обручева (Полярный Урал), а также на леднике Центральный Туюксу (Заилийский Алатау) [Grosval'd, Kotlyakov, 1969]; в настоящее время эти серии прерваны.

На архипелаге Шпицберген первые систематические измерения баланса массы выполнялись в период с 1950 по 1966 гг. на леднике Финстервальдера (норв. *Finsterwalderbreen*), расположенном в районе фьорда Ван Кейлен. Эти измерения проводились один раз в два года, поскольку именно с такой частотой норвежские научные экспедиции отправлялись тогда на Шпицберген [Hagen, Liestøl, 1990].

Следующий мощный импульс к расширению географии мониторинговых исследований и к улучшению их организации был получен в середине 60-х гг. прошлого столетия, когда ЮНЕСКО (Организацией Объединённых Наций по вопросам образования, науки и культуры) и Всемирная метеорологическая организация объявили Международное гидрологическое десятилетие (МГД) (англ. *International Hydrological Decade, 1965-1974*) [Intergovernmental Meeting of Experts for the IHD - Final report, 1964]. Особый акцент был сделан на изучение пространственного распределения мировых *пресноводных* ресурсов и на рациональное их использование [Keller, 1976]. Этот международный проект стал первой комплексной программой по изучению глобального гидрологического цикла [First session of the Intergovernmental Council (of the) International Hydrological Programme (IHP), Paris, 9-17 April 1975: final report, 1975], привлечшей внимание научного сообщества к вопросам оценки запасов воды во льдах суши и влияния климатических изменений на эти запасы [Narasimhan, 2009].

В рамках МГД количество объектов масс-балансового мониторинга значительно увеличилось. Так, в США были выбраны несколько новых «опорных» ледников [Meier и др., 1971], а сотрудниками МГУ им. М.В. Ломоносова были начаты наблюдения за долинным ледником Джанкуат на Центральном Кавказе [Лаврентьев и др., 2015; Поповнин, Петраков, 2005]. Первые *непрерывные* масс-балансовые наблюдения были организованы и в пределах архипелага Шпицберген. В 1966/67 балансовом году стартовал мониторинг на леднике Восточный Брёггер, а годом позднее наблюдения расширили также на соседний ледник Ловен Средний [Hagen, Liestøl, 1990]. Эти два ряда наблюдений остаются на сегодняшний день наиболее продолжительными на архипелаге. Также в 1966/67 г. советскими гляциологами были проведены разовые измерения на леднике Вёринг (норв. *Vøringbreen*) в окрестностях

Баренцбурга. После перерыва в несколько балансовых лет, с 1973 г., измерения стали регулярными, но в конце 80-х гг. были вновь прерваны.

Во время проведения МГД начинают активно разрабатываться вопросы организации масс-балансового мониторинга, а также оценки ошибок его результатов. Этому способствует накопление и обобщение фактического материала, нашедшее отражение в опубликованном в 1967 г. первом обзоре ЮНЕСКО [PSFG: Fluctuations of Glaciers 1959-1965, Vol. 1, 1967]. Немного позже, в 1969 г. вышел в свет первый англоязычный сборник гляциологических терминов и определений [Mass-Balance Terms, 1969].

Meier и соавторы [1971] отметили складывающийся в те годы в практике мониторинга парадокс: чем меньше размер ледника, тем более густую сеть наблюдений устанавливают на нём. Этот факт проиллюстрирован примером мониторинговой программы США, когда на леднике Maclure площадью 0,2 км<sup>2</sup> была установлена сеть из 38 реек, а на гораздо более крупном леднике Wolverine (17 км<sup>2</sup>) наблюдались всего 3 рейки [Tangborn и др., 1977]. Количество реек на квадратный километр площади различается в этом случае примерно в тысячу раз. Это не могло не вызывать дискуссию о числе реек, необходимом для определения баланса массы ледника, а также о способах интер- и экстраполяции величин, измеренных в точке, на поверхность ледника.

Одна из первых работ, в которой подробно рассмотрен вопрос о необходимом количестве и расположении абляционных реек [Campbell, 1966], основывалась на господствовавшем в то время представлении о необходимости покрыть ледник регулярной сетью абляционных реек. Путём статистического анализа Campbell предпринимает попытку выяснить, какая плотность измерительной сети необходима, чтобы средний по выборке показатель баланса массы (то есть измеренный по рейкам) отличался от истинного своего значения не более, чем на заданную величину погрешности. Как указывал сам Campbell, предложенный подход имел ряд недостатков, в частности, базировался на предположении о независимости всех измерений на леднике и об их нормальном распределении, что, в общем случае, неверно. Кроме того, регулярное покрытие ледника рейками не пригодно для крупных ледников по причине очевидной трудоёмкости такого подхода.

Параллельно с гляциологическим развиваются также и другие методы измерения баланса массы, хотя они применяются на практике эпизодически и не рассматриваются исследователями в качестве мониторинговых. Н. Hoinkes [1970], продолжавший исследования С. Финстервальдера в Эцтальских Альпах, отмечает, что баланс массы горного ледника может быть измерен не только «прямым гляциологическим методом Х. Альмана», но также «гидрологическим» и «геодезическим». Автор приходит к заключению, что гидрологические расчеты, посредством которых можно найти баланс массы ледника как остаточный член уравнения водного баланса, по-видимому, не могут обеспечить приемлемой точности результата,

а «геодезический» метод, хоть и потенциально отличается в лучшую сторону по точности, но очень трудоёмок.

### 1.3.3 Конец 20-го века: обобщение результатов

Во второй половине 70-х и в 80-х гг. массово выходят в свет региональные обобщения наблюдений за ледниками. В частности, опубликованы труды «Оледенение Шпицбергена (Свальбарда)» [1975] и «Гляциология Шпицбергена» [Гляциология Шпицбергена, 1985], а также обзорная работа Hagen и Liestol [1990]. Эти обобщения способствуют дальнейшему анализу изменчивости параметров ледников в связи с климатом. Найден консенсус в том, что для подавляющего большинства горных ледников баланс массы хорошо коррелирует с высотой, что находит объяснение в вертикальных градиентах тепла и осадков в атмосфере [Paterson W. S. B., 1994]. Становятся описаны и исключения из этой общей закономерности: на тех ледниках, ширина которых сильно превышает их длину, влияние ветрового перераспределения твердых осадков близко по величине к вертикальному градиенту [Chinn, 1985]. Однако, даже в этих случаях, баланс массы обнаруживает значительную корреляцию с высотой. В будущем этот вывод внесёт значительный вклад в изменение организации мониторинговых работ. В 1984 г. выходит в свет Гляциологический словарь [Алексеев и др., 1984], не только являющийся первым всеобъемлющим собранием русскоязычной терминологии в области гляциологии, но также подробно поясняющий суть связанных с терминами процессов и явлений.

В 1986 г. создаётся Мировая служба мониторинга ледников (*англ.*, WGMS), ставшая с тех пор основным центром накопления данных о динамике ледников по всему миру. Сегодня WGMS занимается сбором стандартизированных наблюдений об изменениях массы, объёма, площади и длины ледников (называемых *glacier fluctuations* — «флуктуации ледников»), а также статистической информации о распределении наземного льда в пространстве (называемых *glacier inventories* — ледниковые каталоги). Эти данные не только являются фундаментальным источником знаний для гляциологии, геоморфологии и четвертичной геологии, но и являются исходными при моделировании гидрологического цикла, в том числе для оценки эффектов глобальных изменений климата. WGMS обращает внимание на сложившуюся пространственную неравномерность сбора гляциологических данных: наибольшее количество информации собирается на территории Скандинавии и Альп, где, как было показано выше, гляциологические исследования были начаты ранее [About WGMS, 2021].

В 1991 г., на основе совместных норвежско-канадских усилий, выходит в свет первое руководство по организации и ведению гляциологических работ [Østrem, Brugman, 1991] Авторы, обобщая мировой опыт мониторинга, подытоживают, что на малых горных ледниках,

площадью до 20 км<sup>2</sup>, абляционные рейки устанавливаются таким образом, чтобы обеспечить более или менее равномерное покрытие поверхности, в то время как на крупных рейки устанавливают одним продольным профилем, который охватывал бы весь высотный диапазон ледника. Таким образом, авторы признают существование двух способов перехода от измерений в точке к среднему по леднику значению: проведением изолиний баланса массы (то есть пространственной интерполяцией значений) и через высотный профиль баланса.

При этом, теоретический базис для способа пересчета точечных измерений в средние по леднику на основе вертикального профиля появляется только в 1999 г., сразу выводя его на передний план по сравнению со способом, основанном на ручном или автоматизированном проведении изолиний. В работе [Graham Cogley, 1999] исследуется вопрос взаимной корреляции точечных измерений баланса массы на поверхности ледника, что делает эти измерения не независимыми в статистическом смысле. На основе обширного фактического материала авторы приходят к выводу, что измерения коррелированы тем лучше, чем меньше высотная разница между ними. Это предполагает, что любое из точечных измерений достаточно репрезентативно «вширь» ледника, и добавление дополнительных точек реек в том же высотном диапазоне не продуктивно. Следовательно, многие мониторинговые программы могут быть серьёзно сокращены в части количества абляционных реек.

В том же году выходит работа [Fountain, Vecchia, 1999], подробно осветившая два дискуссионных аспекта того же вопроса: а) насколько расчёт среднего по леднику значения на основе регрессии по вертикальному профилю баланса массы лучше или хуже более распространённого (называемого авторами «традиционным») подхода проведения изолиний баланса и б) каким образом количество абляционных реек и схема их установки влияет на конечный результат и как количественно оценить возникающую погрешность. Авторы признают, что связь баланса массы с высотой — давно известный факт, что даёт обоснование применять разные формы регрессии, вписывая методом наименьших квадратов в полученные по рейкам фактические измерения кривую той или иной формы. В этом случае для объективной количественной оценки ошибки среднего по леднику значения баланса массы может быть использован известный статистический аппарат для оценки погрешности регрессионной модели.

Таким образом, к концу прошлого столетия формулируются основные положения: мониторинг производится гляциологическим методом; для большинства горных ледников верно то, что распределение баланса массы по поверхности хорошо коррелирует с высотой; густая регулярная сеть реек не является необходимой; перейти от точечных наблюдений к среднему по леднику значению можно «способом вертикального профиля» (англ. *vertical profile method*), то есть регрессионной зависимостью от высоты; эту же зависимость можно использовать для оценки погрешностей измеренных значений. Несмотря на последнее, до начала 2000-х гг.

годовые показатели баланса массы, определенного на основе абляционных реек, как правило, сообщаются без оценки случайных и систематических ошибок, иногда авторы ограничиваются упоминанием инструментальных погрешностей (например, для ледника на Аляске [Conway, Rasmussen, Marshall, 1999] или ледников Шпицбергена [Hagen, Liestøl, 1990]).

Практически до конца 20-го века геодезический метод не рассматривался как конкурирующий гляциологическому при мониторинге [Ostrem, Naakensen, 1999], однако признавались два преимущества геодезического метода. Во-первых, он позволяет оценивать баланс массы ледников в прошлом, используя архивные топографических карт и аэрофотоснимки, которые изначально создавались для иных целей [Huss и др., 2021]. Подобное применение геодезического метода позволяет расширить представления о балансе массы ледников Шпицбергена вплоть до начала 20-го века, когда вместе с хозяйственным освоением территории началось создание топографических карт крупных масштабов, а затем, в 30-е гг., аэрофотосъёмки. Вторым преимуществом метода, благодаря фотосъёмочным системам наземного, воздушного и спутникового базирования, является возможность его применения для достаточно крупных территорий и осуществления региональных оценок баланса массы. Тем не менее, по состоянию на конец 20-го века геодезический метод измерения баланса массы не рассматривался в качестве подходящего для мониторинга единичных ледников, из-за трудоёмкости выполнения работ, требований к точности и, зачастую, дороговизны.

#### **1.3.4 Начало 21-го века: развитие геодезического метода. Гляциологический реанализ**

На рубеже веков предпринимаются первые попытки прямого сравнения результатов гляциологического и геодезического методов измерения баланса массы горных ледников ([Andreassen, 1999], [Krimmel, 1999], [Cox, March, 2004]). Фокус в этих работах смещён в сторону сравнения самих методов и оценки, который из них лучше. Наиболее показательна в этом плане работа под заголовком «Сравнение карт или традиционные масс-балансовые измерения: который из методов лучше?» (англ. «*Map comparison or traditional mass-balance measurements: Which method is better?*») [Ostrem, Naakensen, 1999].

Однако, в начале 21-го века, развитие отраслей геодезии, топографии, дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) и компьютерных технологий, позволило в разы уменьшить трудозатратность применения геодезического метода. Как следствие, стало накапливаться огромное количество материала, касающегося изменений высоты поверхности горных ледников. Этому послужило совпадение нескольких факторов, устранивших препятствия для *регулярного и целенаправленного* применения геодезического метода в мониторинге, в противовес эпизодическому использованию доступных архивных материалов:

- точные измерения при помощи глобальной навигационной спутниковой системы (ГНСС) GPS стали доступны для гражданских пользователей в результате отмены в 2000 г. загробления GPS-сигнала. Позже были введены в эксплуатацию и другие ГНСС: ГЛОНАСС, Galileo и подобные, что позволило проводить геодезические работы в удалении от существующих плано-высотных сетей и вне прямой видимости с ними [Антонович, 2005];
- значительное увеличение вычислительных мощностей и качественное улучшение программного обеспечения, в том числе для обработки аэро- и наземной стереофотосъёмки, облегчило и ускорило процесс построения цифровых моделей рельефа (ЦМР);
- появление и развитие сканирующих лазерных систем (сканирующих лидаров) увеличило производительность получение плано-высотных характеристик местности и дало возможность получать облака точек недостижимой ранее плотности;
- развитие беспилотных средств аэрофотосъёмки и их существенное удешевление позволило уменьшить бюджет работ и упростить процесс получения данных ДЗЗ;
- развитие спутниковой радиоинтерферометрии, альтиметрии и гравиметрии увеличило пространственный охват масс-балансовых исследований до глобального, а также предоставило данные для валидации прочих данных ДЗЗ.

По мере накопления разнородных масс-балансовых данных встал вопрос об их корректном обобщении и сравнении. Поскольку для разных географических объектов и за разные периоды времени становятся доступны данные, полученные либо тем, либо другим методом, необходимо разработать методику для корректного их сравнения. Первым исследованием, рассмотревшим статистический аппарат для совместного анализа рядов гляциологических и геодезических наблюдений, стала работа [Cogley, 2009; Thibert, Vincent, 2009].

Одновременно развивается и оценка погрешностей расчёта баланса массы. В работе Thibert и др. [2008] появляется идея использовать геодезический метод в качестве контрольного, для выявления систематических ошибок в рядах гляциологического мониторинга. Совершенствуется и оценка погрешностей, возникающих при геодезических расчётах: так, Rolstad, Haug и Denby [2009] оценили влияние автокорреляции ошибок, возникающих при вычитании ЦМР, и разработали аппарат для их количественной оценки на основе геостатистики.

Анализ наиболее продолжительных рядов данных привёл к идее о том, что результаты мониторинга нуждаются в периодическом пересмотре: поскольку на протяжении лет работы выполняются разными исполнителями, для расчетов используются различные техники и разные, не всегда наиболее актуальные, вспомогательные данные, ряды измерений могут быть неоднородны. В 2009 г. в статье [Huss, Bauder, Funk, 2009] предлагается методика *гомогенизации* рядов показателей баланса массы, заключающаяся в ретроспективном пересчёте средних по леднику значений на основе всех доступных исходных данных с использованием

унифицированного способа расчёта и наиболее релевантных данных о морфометрии объекта. Это подразумевает, что показатели баланса массы не являются «рассчитанными» раз и навсегда, но при появлении новых, более актуальных вспомогательных данных, должны быть пересчитаны с их учётом, то есть *гомогенизированы*.

В последующие годы англоязычная терминология, касающаяся гляциологических исследований, была пересмотрена и дополнена, результатом чего становится гляциологический словарь, вышедший в 2011 г. [Cogley и др., 2011]. Обновлённый словарь окончательно закрепил термины «гомогенизации» и названия «гляциологического» и «геодезического» методов определения баланса массы.

Идея о периодическом пересчёте рядов баланса получила дальнейшее развитие благодаря работе [Zemp и др., 2013], в которой была изложена методика, названная авторами *гляциологическим реанализом*. Реанализ предполагает периодический пересмотр значений, полученных гляциологическим методом, и последующее их сравнение с геодезическими балансами за аналогичные промежутки времени. При выявлении статистически значимых различий между результатами двух методов, ряды должны быть приведены к соответствию таким образом, чтобы обеспечить их равенство в пределах погрешностей. Название методике дано по аналогии с реанализом в климатологии, где под этим понятием подразумевается пересчёт полей метеорологических величин спустя некоторое время, чтобы учесть данные, поступающие с задержками во времени, уточнив тем самым полученные результаты.

В последующее десятилетие методику гляциологического реанализа применяют для пересмотра рядов баланса массы ледников Памира [Barandun и др., 2015], Западных Альп на территории Швейцарии [Sold и др., 2016], к десяти ледникам на территории континентальной Норвегии [Andreassen и др., 2016], к леднику Канадской Арктики [Thomson и др., 2017], итальянского ледника в Доломитовых Альпах [Galos и др., 2017], ледника Эцтальских Альп [Klug и др., 2018], к пяти «опорным» ледникам на территории США [O'Neel и др., 2019], к высокогорному леднику в Центральной части Гималаев [Wagnon и др., 2020]. Вопрос о том, какой из двух методов «лучше» больше не ставится. Консенсус найден в том, что мониторинг должен производиться обоими методами параллельно: гляциологическим на ежегодной основе, и геодезическим — через пяти- или десятилетние интервалы, поскольку меньшие по продолжительности периоды расчёта не могут обеспечить приемлемой погрешности для большинства ледников. Результаты должны периодически соотноситься друг с другом для устранения систематических ошибок. Это повышает качество этих данных при установлении связей с климатическими параметрами, при поиске трендов в рядах и при использовании в математическом моделировании в целях калибровки и валидации расчётов [Zemp и др., 2013].

## Выводы

Выявление и количественная оценка региональных трендов баланса массы наземного оледенения до сих пор является одной из актуальных проблем гляциологии [IPCC, 2021; About WGMS, 2021]. Причинами этому являются: крайне неравномерное распределение масс-балансовых измерений по миру; недостаточное количество продолжительных рядов [Zemp, Hoelzle, Haeberli, 2009]; сложный характер отклика ледников на климатические изменения [Roe, 2011]. Современные средства ДЗЗ позволяют получить пространственно распределённую картину состояния оледенения для крупных районов [Vincent и др., 2021], но прямые измерения по-прежнему остаются незаменимым средством для выявления короткопериодической изменчивости баланса массы ледников, способствуя так называемому *process-based* её пониманию, то есть основанному на понимании механизмов и связей [O'Neel и др., 2019].

История мониторинга баланса массы ледников насчитывает более сотни лет, на протяжении которых развивались представления об эффективной организации мониторинга, совершенствовались методы определения баланса массы, а также требуемые технические средства и математический аппарат [125 years of internationally coordinated glacier monitoring: achievements and future challenges, 2020]. Исторически обусловленное разнообразие методик сбора и обработки данных осложняет сравнение показателей баланса массы, полученных в разное время и в различных регионах [Zemp, Hoelzle, Haeberli, 2009]. Так, в настоящее время применяются несколько способов для расчёта среднего по леднику баланса массы: на основе изолиний баланса массы (например, [Carturan и др., 2016; Galos и др., 2017]), на основе вертикального профиля баланса [Fountain, Vecchia, 1999], путём выбора наиболее репрезентативного места установки нескольких абляционных реек (англ. index-site method) [Beusekom Van и др., 2010; O'Neel и др., 2019], а также их многочисленные модификации. В результате смены способов расчёта и использования не самых актуальных вспомогательных данных, в рядах наблюдений могут возникать неоднородности, приводящие к систематическим ошибкам и делающие ряды с разных ледников несопоставимыми [Zemp и др., 2013].

Выполнение комплексной оценки погрешностей, возникающих в рядах долговременного гляциологического мониторинга, не было принято до конца первого десятилетия 21-го века [Huss, Bauder, Funk, 2009]. В настоящее время такая оценка служит основой для статистического сравнения результатов определения баланса массы, полученных двумя независимыми методами, что является частью методики гляциологического реанализа, направленного на поиск и устранение систематических ошибок в рядах наблюдений [Zemp и др., 2013].



## Глава 2 Ледники района Баренцбурга как объект мониторинга

### 2.1 Современное состояние и мониторинг оледенения архипелага Шпицберген

Климат Шпицбергена, расположенного на юго-западной границе зимнего морского льда и в конце северо-восточной ветви Северо-Атлантического течения, прежде всего зависит от трендов ледовитости окружающих морей и от преобладающих направлений переноса воздушных масс [Pelt van и др., 2019]. Как следствие, климатические изменения неоднородны на территории архипелага, и различные его части демонстрируют несколько разные по наклону тренды [Isaksen и др., 2016]. Такая климатическая картина обуславливает общую закономерность пространственной изменчивости баланса массы ледников. Земля Норденшельда, находящаяся в центральной части острова Западный Шпицберген, где расположены населённые пункты Баренцбург и Лонгйир, характеризуется наименьшим процентом оледенения территории [Möller, Kohler, M Möller, 2018], и, одновременно, наиболее стремительными темпами убыли оледенения (Рисунок 2.1): так, с 1936 по 2019 гг. западная часть Земли Норденшельда потеряла около 50% площади оледенения [Чернов, Муравьев, 2018].

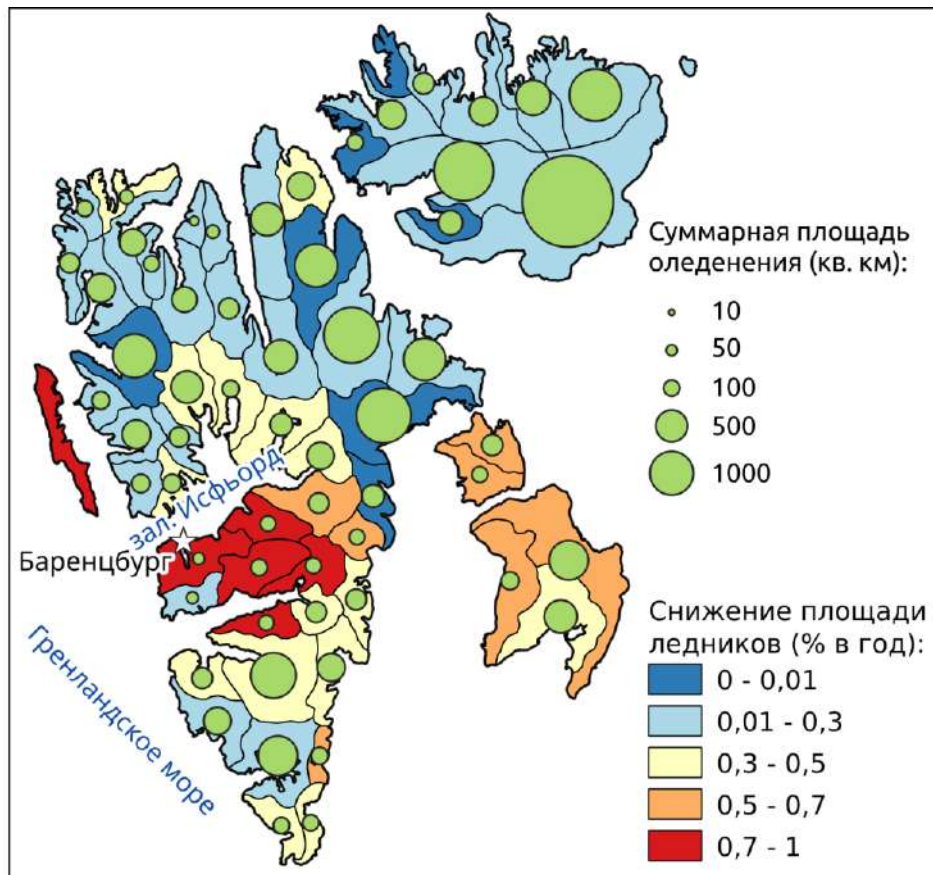


Рисунок 2.1 — Распределение оледенения по территории архипелага Шпицберген и темпы изменений его площади (по [Norsk Klimaservicesenter, 2019], перевод автора)

Влияние климатического фактора на рассматриваемую область усиливается за счёт региональных особенностей океанической циркуляции. Недавние океанографические исследования [Bloshkina, Pavlov, Filchuk, 2021] и численное моделирование показывают, что Ис-фьорд, широкий арктический залив, омывающий землю Норденшельда с севера, более подвержен затокам вод тёплого атлантического течения, нежели другие фьорды архипелага [Nilsen и др., 2016]. Это не только снижает продолжительность присутствия и площадь морского льда во фьорде [Muckenhuber и др., 2016], но и влияет на температуру воздуха на суше [Day и др., 2012]. Таким образом, район Баренцбурга, расположенный близко к устью Ис-фьорда, интересен для изучения динамики ледников, как крайне чувствительный к современным изменениям климата в силу своего пространственного положения.

Кроме того, недавние исследования показывают, что, помимо климатического фактора, на скорость и неравномерность таяния ледников на архипелаге влияет также особенности их морфометрии. Так, Noël и соавторы [2020] обращают внимание на низкое расположение ледников Шпицбергена относительно других центров оледенения в Арктике. Пик осредненной гипсометрической кривой, приходящийся на отметку около 500 м над уровнем моря, совпадает сегодня с максимальной высотой снеговой линии на архипелаге, что делает примерно половину оледенения расположенной в зоне абляции. Schuler и др. [2020] выявили также эмпирическую зависимость баланса массы ледников Шпицбергена от их размера: чем меньше ледник по площади, тем более отрицателен баланс его массы. Косвенно таким образом проявляется зависимость от высоты: наиболее крупные ледники расположены на наиболее высоких гипсометрических уровнях. Нужно полагать, что общие для всего архипелага закономерности должны быть справедливы и для ледников Земли Норденшельда, где ледники одновременно и низко расположены, даже относительно остального оледенения Шпицбергена (Рисунок 2.2), и невелики по площади, что усиливает влияние морфометрического фактора на баланс их массы.

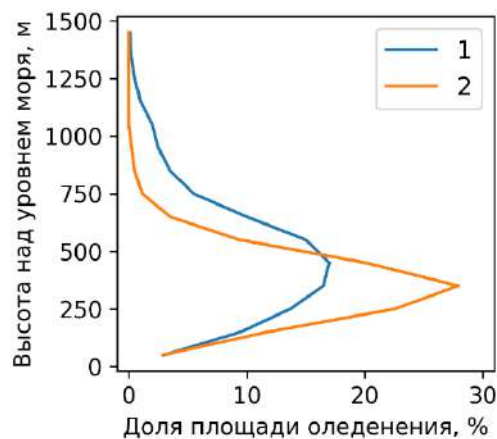


Рисунок 2.2 — Обобщённые гипсометрические кривые оледенения Шпицбергена. 1 — архипелаг в целом (по [Noël и др., 2020]), 2 — западная часть Земли Норденшельда

Недавние прогностические исследования будущей динамики оледенения Шпицбергена показывают, что масса наземного льда на архипелаге будет неуклонно снижаться. Результаты математического моделирования до 2060 г. [Pelt Van и др., 2021], свидетельствуют в пользу того, что в соответствии с обоими граничными базовыми сценариями эмиссии парниковых газов RCP 4.5 и 8.5, темпы потерь льда на Шпицбергене будут ускоряться, а площадь зоны аккумуляции может снизиться до нуля уже к 2030 г.

Не считая эпизодических наблюдений и прерванных рядов, по состоянию на 2023 г. в пределах архипелага существуют двенадцать продолжительных, более пяти лет подряд, мониторинговых программ по измерению баланса массы ледников «гляциологическим» методом, осуществляемых иностранными организациями, а также ФГБУ «ИГРАН». Мониторинг ещё двух ледников, детально рассматриваемой в данной работе, выполняется сотрудниками ФГБУ «АНИИ» в рамках Темы 5.1.4 НИТР НИУ Росгидромета в районе посёлка Баренцбург. Результаты этих двух программ до недавнего времени публиковались лишь частично (например, [Терехов и др., 2020b]) в русскоязычных журналах, и оставались неизвестными за рубежом. Об этом говорит тот факт, что в последние региональные обзоры баланса массы ледников эти результаты включены не были, а район Баренцбурга был представлен лишь трёхлетним рядом с ледника Линне [Pelt Van и др., 2019; Schuler и др., 2020].

Что касается «геодезического» метода, то на архипелаге имели место как отдельные измерения баланса массы (см., например, [Holmlund, 2020; Терехов и др., 2020a]), так и попытки качественного сравнения результатов, полученных геодезическим методом, с гляциологическим ([Błaszczuk и др., 2019; Терехов и др., 2020b]), причём последний применялся в качестве контрольного.

В ФГБУ «АНИИ» накоплено большое количество данных о балансе массы ледников Альдегонда и Западный Грёнфьорд, с 2002 и 2013 гг., соответственно. Упомянутые ледники относятся к водосборной территории залива Грёнфьорд и находятся в транспортной доступности от посёлка Баренцбург в течение всего года, что и обусловило их сравнительно высокую изученность. Кроме того, близость постоянно действующей метеорологической станции с длительными непрерывными рядами наблюдений делает возможным анализ связи масс-балансовых показателей с климатическими факторами. Результаты этих исследований представляют ценность для мирового научного сообщества, но данные нуждаются в предварительной обработке для исключения систематической ошибки из рядов и для оценки случайной составляющей, что является одной из задач данного исследования. Сравнение масс-балансовых характеристик ледников архипелага без учёта величин случайных и систематических ошибки может приводить к неверной интерпретации результатов с точки зрения взаимодействия криосферы с климатической системой [Huss, Bauder, Funk, 2009].

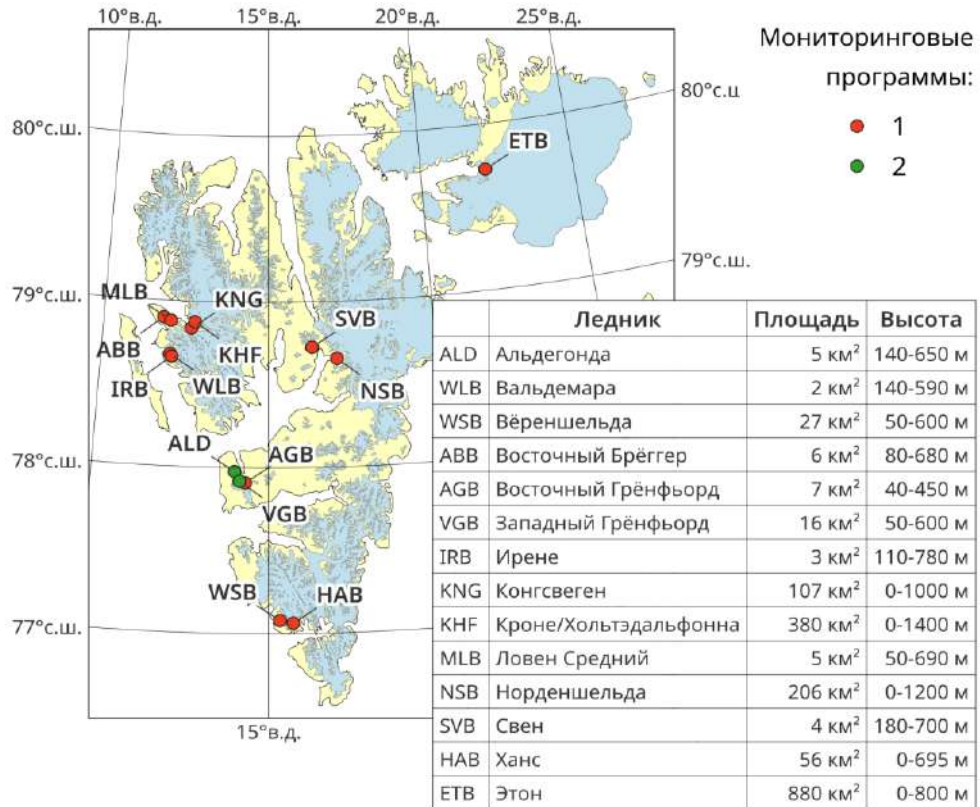


Рисунок 2.3 — Существующие на Шпицбергене масс-балансовые мониторинговые программы: 1 — прочих организаций, 2 — ФГБУ «АНИИ» (по [Schuler и др., 2020], с дополнениями)

В отечественной практике сравнение результатов гляциологического и геодезического метода встречаются как исключение (например, [Elagina и др., 2021]), а долговременный мониторинг опорных ледников строится на основе одного метода — гляциологического. Как следствие, работы отечественных авторов, посвященные адаптации и применению методики реанализа, отсутствуют, как и оценки систематических погрешностей рядов, получаемых в ходе масс-балансового мониторинга; зачастую отсутствуют также и оценки случайных ошибок средних по леднику величин, например, для ледников Шпицбергена: [Сидорова и др., 2019; Чернов и др., 2019].

Изложенные выше факты подтверждают необходимость организации и проведения масс-балансового мониторинга в центральной части острова Западный Шпицберген, близ посёлка Баренцбург. Этому способствует не только близость базы Российского научного центра на архипелаге, обеспечивающей логистику и техническую сторону работ, но и уникальное с точки зрения сочетания климатического и морфологического фактора расположение района. Вопрос репрезентативности результатов мониторинга для всей территории архипелага подробно разобран в Главе 4 на основе сравнения с другими доступными данными о современной динамике оледенения Шпицбергена.

## 2.2 Физико-географическая характеристика рассматриваемых ледников

### 2.2.1 Климатическая характеристика района работ

В изучаемом районе постоянно действует метеорологическая станция, расположенная в посёлке Баренцбург на высоте 76 м над уровнем моря (номер Всемирной метеорологической организации — 20107). Ряды метеонаблюдений доступны с 1934 г. и не имеют продолжительных перерывов, начиная с 1993 г. [Demidov и др., 2020]. Расстояние по прямой до края ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд составляет около 10 и 15 км, соответственно (Рисунок 2.4).

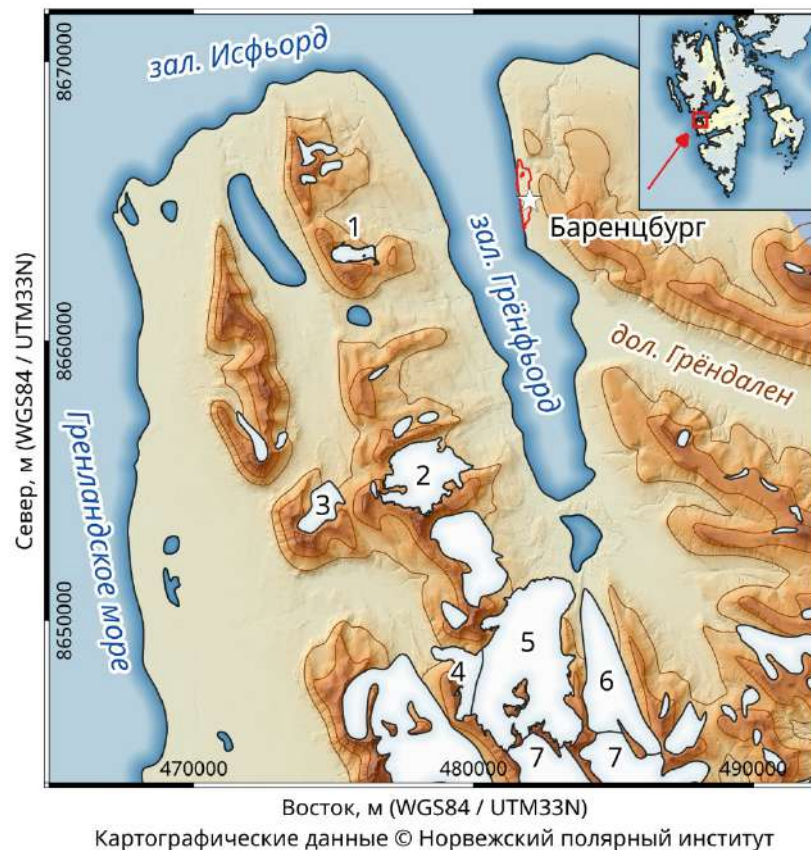


Рисунок 2.4 — Расположение района работ. Ледники района Баренцбурга: 1 — Вёринг, 2 — Альдегонда, 3 — Линне, 4 — Дальфонна Восточный, 5 — Западный Грэнфьорд, 6 — Восточный Грэнфьорд, 7 — Фритьоф

Основные климатические характеристики района работ и их тренды за последние три десятилетия прошлого века (1971–2000 гг.) были обобщены в отчёте [Norsk Klimaservicesenter, 2019]. Средняя годовая и средняя за лето температуры воздуха составляли  $-5,5^{\circ}\text{C}$  и  $+4,0^{\circ}\text{C}$ , соответственно. Линейные тренды для температуры воздуха составили  $+0,26^{\circ}\text{C}$  за десятилетие (среднегодовые величины) и  $+0,16^{\circ}\text{C}$  за десятилетие (для лета) для всего периода наблюдений, и значительно выросли, начиная с 1971 года, составив  $+0,81^{\circ}\text{C}$  за десятилетие (среднегодовые величины) и  $+0,33^{\circ}\text{C}$  за десятилетие (для лета). В 1971–2000 гг. среднее годовое количество

осадков составляло 581 мм с максимумами в октябре и ноябре и не имело статистически значимых трендов.

Основные климатические характеристики за период масс-балансового мониторинга в 2001–2020 гг. обобщены автором по данным метеостанции Баренцбурга. С начала 21-го века среднюю положительную температуру воздуха имеют четыре месяца в году, с июня по сентябрь включительно. Годовое количество осадков изменялось от 495 до 795 мм со средним значением в 580 мм. Максимум осадков приходится на декабрь–январь, минимум — на июнь и июль. На приведённых ниже розах ветров (Рисунок 2.6) видно, что распределение преобладающих направлений ветра бимодально и для тёплого, и для холодного времени года. Наибольшей повторяемостью обладают ветры северного направления, вторая по величине мода приходится на юго-юго-восточные (ЮЮВ) либо юго-восточные (ЮВ) ветра. В холодный период года скорости всех направлений в целом выше, чем летом.

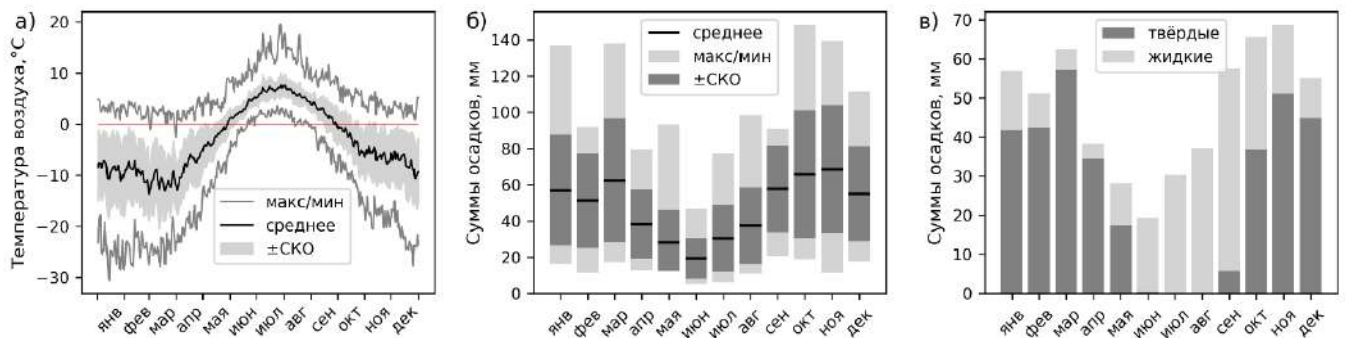


Рисунок 2.5 — Осредненная внутригодовая изменчивость основных метеорологических параметров в Баренцбурге (2000–2020 гг.)

а) температура воздуха, б) количество осадков, в) распределение осадков по форме.

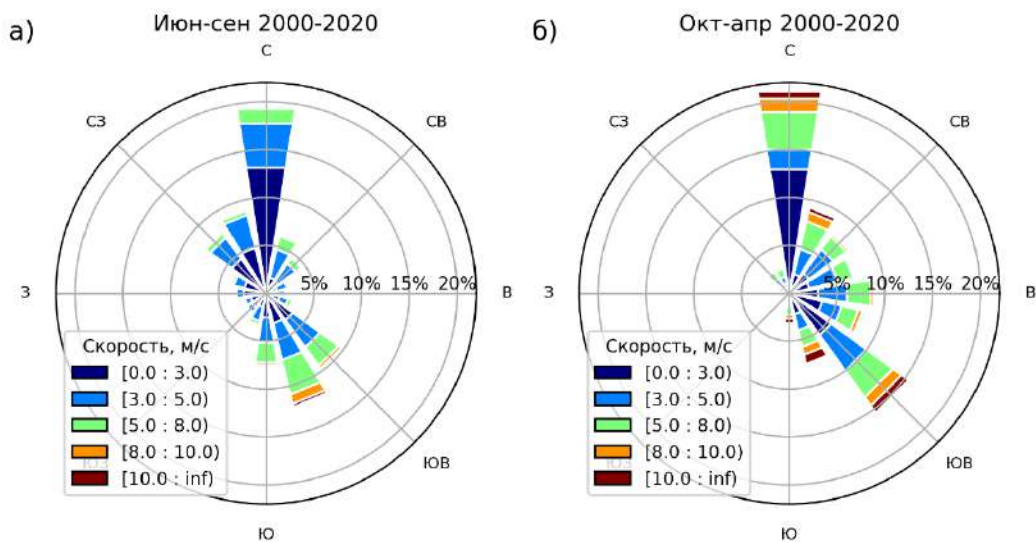


Рисунок 2.6 — Повторяемость ветров разных направлений на метеостанции Баренцбурга в 2000–2020 гг., в процентах от сроков наблюдений

а) тёплый сезон года, б) холодный сезон года.

### 2.2.2 Физико-географическая характеристика изучаемых ледников

Рассмотрим физико-географическую характеристику изучаемых ледников Альдегонда, Западный Грэнфьорд, Вёринг и Восточный Дальфонна. На ледниках Альдегонда и Западный Грэнфьорд проводятся мониторинговые измерения их масс-балансовых характеристик. На ледниках Восточный Дальфонна и Вёринг регулярные измерения в настоящее время не выполняются. Однако, автором были проведены полевые работы по топографической съёмке их поверхности, а также по аэрофотосъёмке (только ледник Вёринг), после чего на их основе рассчитан «геодезический» баланс массы этих ледников. Полученные результаты важны в контексте анализа закономерностей абляции льда в пространстве (ледник Вёринг), а также для периодизации многолетней изменчивости баланса массы (ледник Восточный Дальфонна), и рассмотрены в Главе 4.

Ледник Альдегонда (номер 3470 в базе данных World Glacier Monitoring Service, WGMS) — оканчивающийся на суше горно-долинный ледник, расположенный на Земле Норденшельда острова Западный Шпицберген. Это второй по удалённости от посёлка Баренцбург ледник, расположенный примерно в 10 км к юго-западу, и самый близкий из политермических [Борисик и др., 2021a] (Рисунок 2.4). Поверхность ледника лежит в диапазоне высот от 140 до 650 м (при этом 99% поверхности расположены ниже 500 м) и имеет площадь 5,3 км<sup>2</sup> по состоянию на конец 2019 г. [Terekhov и др., 2023]. Высочайшая часть ледника, недоступная для пешего передвижения из-за значительных уклонов местности и трещин, расположена на юге. Единственный язык ледника вытянут с юго-запада на северо-восток и спускается в сторону залива Грэнфьорд, в настоящее время не достигая его побережья. Ледник являлся выводным до 1930-х гг., отступив с тех пор вглубь долины на расстояние около 2,5 км, ныне представляющее собой волнистую аккумулятивную поверхность отложенных морен [Holmlund, 2020]. По данным геофизических работ 2018 г. объём ледника составлял 0,278 км<sup>3</sup> при максимальной мощности льда в 166 м. Наибольшие мощности льда приурочены к южному борту ледника [Борисик и др., 2021b].

Ледник Западный Грэнфьорд расположен примерно в 15 км к югу от посёлка Баренцбург. Поверхность ледника находится в высотном диапазоне от 50 до 600 м, её площадь составляет 16,4±0,3 км<sup>2</sup> [Terekhov и др., 2022]. По данным радарного зондирования [Martín-Español и др., 2015] средняя и максимальная мощности льда в 2010 г. составляли 107±1 и 215±5 м, соответственно. Основной язык ледника имеет в основном северную экспозицию и спускается в сторону залива Грэнфьорд, не достигая в настоящее время его береговой линии. Талые воды ледника питают расположенное к северу от его подножия озеро Бретьёрна (также в русскоязычных публикациях *Ледовое*). Один гораздо меньший по размерам язык круто спускается на северо-восток в соседнюю долину, занятую ледником Восточный Грэнфьорд,

упираясь в его боковую морену. В восточной части ледника расположен ледораздел с ледником Восточная Дальфонна, спускающимся на северо-запад в долину Орустдален (норв. Orustdalen). До начала 2000-х гг. в состав ледника Западный Грёнфьорд включали также площади, расположенные к северо-западу, ныне полностью отделившиеся от основного тела и разделённые на два небольших ледника общей площадью менее 3 км<sup>2</sup>. В данном исследовании, в соответствии со сложившейся в последние годы практикой, эти ледники не рассматриваются как часть Западного Грёнфьорда.

Верховья Западного Грёнфьорда представляют собой два ледниковых кара, разделённых между собой нунатаком. Наверху западного кара расположен ледораздел с более крупным пульсирующим ледником Фритьоф (норв. Fridtjof), спускающимся на юг в сторону фьорда Ван Майен [Murray и др., 2018]. По данным визуальных наблюдений, в течение последних двух десятилетий поверхность ледника Западный Грёнфьорд освобождалась в конце лета от снега практически полностью, за несколькими исключениями, например, 2019 г. В результате этого на леднике отсутствует выраженная фирновая зона. По данным геофизических съёмок площадь фирновой зоны занимает 3–4% от общей площади ледника [Terekhov и др., 2022].

Ледник Восточный Дальфонна — горно-долинный ледник площадью около 2 км<sup>2</sup>, расположенный приблизительно в 15 км к юго-западу от населенного пункта Баренцбург. Ледник занимает диапазон высот от 100 до 550 м, спускаясь от ледораздела с более крупным ледником Западный Грёнфьорд в долину Орустдален, относящуюся к водосбору Гренландского моря. Средняя толщина льда по состоянию на 2019 г. составляет 82 м, максимальная — 170 м. На основе сравнения с архивными данными дистанционного зондирования показано, что за 12 балансовых лет ледник потерял 16% своего объема, что эквивалентно потере массы в  $12,05 \pm 0,85$  м в. э. [Терехов и др., 2022].

Ледник Вёринг — карово-долинный ледник на левом берегу залива Грёнфьорд, наименьший из рассматриваемых ледников. Его общая площадь составила в 2019 г. 0,75 км<sup>2</sup>, интервал высот — от 180 до 400 м, средняя высота поверхности — 280 м. На основе анализа данных дистанционного зондирования и топографических карт было установлено, что за прошедшее столетие площадь ледника сократилась примерно в 4,5 раза [Терехов и др., 2020a].

### 2.3 Обзор предшествующих масс-балансовых исследований

Первые, эпизодические масс-балансовые наблюдения в районе залива Грёнфьорд проводились Институтом географии АН СССР в середине 60-х гг. прошлого столетия. В 1965/66 г. были выполнены измерения на леднике Западный Грёнфьорд (WGMS 2019), а в 1966/67 г. — на леднике Вёринг. Регулярные наблюдения были организованы лишь спустя



несколько лет, стартовав в 1973 г. на самом близком к Баренцбургу леднике Вёринг и продлившись четырнадцать балансовых лет без перерыва [Hagen, Liestøl, 1990]. К этому же периоду времени относится единственное известное измерение годового баланса массы ледника Альдегонда в 20-м веке, выполненное в 1975/76 балансовом году [Guskov and Gordeychik, 1978]. После сворачивания мониторинговой программы в конце 80-х гг., измерений баланса массы гляциологическим методом в исследуемом районе не проводилось вплоть до начала 21-го века.

Попытка по возрождению масс-балансового мониторинга в окрестностях Баренцбурга была предпринята в 2002/03 г. Из публикаций [Мавлюдов, Соловьянова, 2007] и [Solovyanova, Mavlyudov, 2007] известны результаты измерений на леднике Альдегонда за 2002/03–2005/06 гг. и для ледника Западный Грёнфьорд за 2003/04–2005/06 гг. Результаты этих работ анализируются в данном исследовании, но вынужденно используются без какой-либо гомогенизации, в том виде, в котором они были опубликованы изначально, потому как исходные данные полевых измерений остаются неизвестными. Кроме того, в указанных работах не были опубликованы и необходимые для расчётов вспомогательные данные, о плотности льда, датах начала и конца балансовых лет, способах определения высотного распределения и контурах ледников.

С 2003/04 г. в районе Баренцбурга ведутся наблюдения на леднике Восточный Грёнфьорд [Чернов и др., 2019]. Эти наблюдения не следуют общепринятой системе измерений по балансовым годам: даты начала и окончания расчета «годового» баланса массы могут приходиться на середину сезона абляции (июль–август), в результате чего «балансовые годы» могут включать как половину, так и полтора реальных балансовых года [Elagina и др., 2021]. Кроме того, комплексной оценки погрешностей не проводилось: авторы ограничиваются лишь упоминанием инструментальной точности измерений по абляционным рейкам [Чернов и др., 2019]. В результате корреляция с рядами наблюдений с соседнего ледника, Западного Грёнфьорда, близка у нулевой [Terekhov и др., 2022].

Из публикаций зарубежных авторов видно, что отечественные масс-балансовые измерения в исследуемом районе остаются мало известными за пределами России. К примеру, в недавнем обзорном исследовании, посвящённом долгосрочным трендам климатического баланса массы ледников, изменениям в снежном покрове и речном стоке на всём Шпицбергене, район Баренцбурга был представлен единственным ледником Линне́, на котором имеется шестилетний ряд наблюдений по трём абляционным рейкам, выполненный силами Норвежского полярного института в 2004–2010 гг. [Pelt Van и др., 2019].

Помимо наблюдений, проводимых по абляционным рейкам, существуют оценки баланса массы рассматриваемых ледников за более продолжительные периоды времени. Так, близость ледника к Баренцбургу и его политермическая структура сделали ледник Альдегонда объектом нескольких геофизических исследований. Результаты детальных наземных обследований,

позволивших количественно оценить изменение объёма ледника, обобщены в работе Борисика и соавторов [2021a]. Установлено, что в период с 1999 по 2018–2019 гг. объём ледника снизился с 0,437 до 0,278 км<sup>3</sup> (или на 36%), в то время как уменьшение площади составило 23%, с 6,94 до 5,34 км<sup>2</sup>.

Наличие архивных аэро- и космических фотоснимков ледника Альдегонда позволило также рассчитать при помощи методов фотограмметрии баланс его массы в прошлом. Navarro [2005] проанализировал изменения объёма ледника в 1936–1990 гг., а Holmlund [2020] расширил этот период до 1910–2016 гг., заключив, что ледник уменьшился в объёме за последнее столетие на 79±6%, потеряв половину своей длины и перестав быть выводным.

### Выводы

На протяжении последних десятилетий в пределах архипелага Шпицберген наблюдается устойчивый рост температуры воздуха. Наибольшие по величине тренды характерны для зимнего сезона, в результате чего количество твёрдых осадков снижается [Isaksen и др., 2022]. Вследствие этих климатических изменений, ледники архипелага теряют массу, причём с возрастающими темпами [Schuler и др., 2020].

Современные мониторинговые программы архипелага группируются в несколько основных кластеров вокруг немногочисленных населённых пунктов. Рассматриваемая в исследовании территория, расположенная в окрестностях посёлка Баренцбург, находится в центральной части острова Западный Шпицберген, где потепление наиболее интенсивно из-за особенностей океанической и атмосферной циркуляции. Кроме того, из-за сравнительно низменного рельефа ледники в этой части архипелага оказались ниже высоты современной снеговой линии почти целиком [Noël и др., 2020]. С этими двумя факторами, климатическим и морфологическим, связано стремительное, рекордное для архипелага, сокращение площади оледенения в этой области — почти вдвое с 1936 г. [Чернов, Муравьев, 2018]. Поэтому мониторинг баланса массы ледников в районе Баренцбурга представляет исключительный научный интерес.

Известные масс-балансовые данные в этом районе относятся в основном к значительным по продолжительности интервалам лет, масштаба десятилетий, поскольку рассчитаны по результатам повторных геофизических съёмок (например, [Борисик и др., 2021b]) либо геодезическим методом на основе архивных данных дистанционного зондирования и топографических карт [Holmlund, 2020; Martín-Español и др., 2015]. Подобная особенность имеющихся данных не позволяет делать выводы о *кратковременной*, межгодовой изменчивости масс-балансовых характеристик ледников в рассматриваемой области.

## Глава 3 Гляциологический реанализ: материалы и методы

### 3.1 Используемые понятия и терминология

#### 3.1.1 Показатели баланса массы ледников

Обзор работ последних десятилетий (см. главу 1) показывает, что большинство современных мониторинговых программ производится по так называемой *floating-date time system* (англ.), что можно перевести как *система балансовых лет с плавающей датой начала года*. Основным преимуществом такого подхода перед *фиксированным* балансовым годом (например, с 1-го октября по 31-е сентября следующего календарного года), заключается в возможности отнести весь сезонный объём абляции и аккумуляции к одному балансовому году [Zemp и др., 2013]. Баланс массы ледника за промежуток в один балансовый год принято называть *годовым балансом массы* ледника, сокращенно  $B_a$ . Также принято различать *сезонные показатели баланса массы* — зимний баланс массы  $B_w$  и летний баланс массы  $B_s$ , разделяя год на два неравных промежутка времени [Cogley и др., 2011]. Дата, разграничивающая балансовый год на «летнюю» и «зимнюю» его части, чаще всего также является плавающей, а сезоны не совпадают с календарными [Zemp и др., 2013]. Сезонные показатели  $B_w$  и  $B_s$  фиксируются в дополнение к годовому значению  $B_a$  далеко не на всех ледниках, где ведётся мониторинг, поскольку это увеличивает трудоёмкость работ [O’Neel и др., 2019].

Подобная система измерений используется и в двух мониторинговых программах ФГБУ «ААНИИ» на архипелаге Шпицберген, на ледниках Альдегонда и Западный Грэнфьорд: конец балансового года выбирается в зависимости от временного хода таяния; по абляционным рейкам измеряется годовой баланс  $B_a$ , а в конце весны перед началом снеготаяния проводятся снегомерные съёмки для установления зимнего баланса  $B_w$ . Второй сезонный компонент, летний баланс  $B_s$ , может быть получен арифметически.

Рассматриваемые в настоящей работе ледники западной части Земли Норденшельда, где расположен посёлок Баренцбург, в силу своих высотных характеристик находятся в последнее время ниже снеговой линии. Весь или практически весь выпавший за зиму снег на ледниках Альдегонда, Западный Грэнфьорд, Восточный Дальфонна и Вёринг тает за последующее лето, а после исчезновения снежного покрова здесь наблюдается таяние ледникового льда, и ледники теряют массу. С практической точки зрения, для организации мониторинга, это означает следующее: зимний баланс  $B_w$  является тождественным понятию *аккумуляции*, годовой баланс  $B_a$  — *абляции льда*, а летний баланс  $B_s$  — *суммарной абляции снега и льда*.

Все упомянутые выше масс-балансовые показатели могут быть количественно выражены в двух формах: в виде *удельного* баланса массы ледника, измеряющегося в метрах водного эквивалента (м в. э.), либо в виде *полного* баланса массы, равного изменению ледником массы в тоннах. В настоящей работе все показатели сообщаются в форме удельных величин, как более пригодные для сравнения между собой и с другими ледниками, будучи не зависимыми от площади ледника. Кроме того, баланс массы может быть определён для всего ледника (англ. *glacier-wide mass balance*), а может относиться к конкретной точке ледника (англ. *point mass balance*). За неимением устоявшихся русскоязычных терминов под «балансом массы ледника» в данной работе понимается первый вариант — характеристика ледника целиком, за исключением отдельно оговариваемых случаев, когда автором обсуждается пространственное распределение «баланса, измеренного в точке».

Далее в тексте исследования термин «баланс массы ледника» заменяется автором для краткости на «баланс ледника» либо просто «баланс», поскольку иные виды балансов (например, тепловой), не рассматриваются в данной работе.

Обзор современных исследований также показывает недостаточность русскоязычного понятийного аппарата в области масс-балансовых исследований. Последний «Гляциологический словарь» был составлен около сорока лет назад, когда компьютерные, и геоинформационные технологии, а также отрасль дистанционного зондирования находились на предыдущем этапе развития. Прогресс в методах и средствах гляциологического мониторинга за последние десятилетия нашёл отражение в собрании англоязычной терминологии [Cogley и др., 2011], но для русского языка аналогичной работы произведено до сих пор не было. Поэтому закреплённые в «Гляциологическом словаре» понятия оказываются недостаточными для описания современных общепринятых подходов масс-балансового мониторинга, вынуждая автора пользоваться «калькой» с иностранных слов.

### 3.1.2 Используемые методы определения баланса массы ледников

В данной работе рассматриваются и применяются два метода определения баланса массы ледников, гляциологический (англ. «*glaciological*», также «*direct method*») и геодезический (англ. «*geodetic*», реже «*cartographic method*»). Исторически именно они стали наиболее применимы для организации масс-балансового мониторинга по всему миру, в силу приемлемых трудозатрат и погрешностей. Рассмотрение прочих существующих методов расчёта баланса массы, таких как гидрологического, гравиметрического и др., остаётся за рамками данного исследования.

*Гляциологический метод* мониторинга баланса массы ледников основан на измерениях абляции и аккумуляции непосредственно на поверхности ледника при помощи забуренных в лёд

(либо установленных в снег или фирн) реек, которые носят название абляционных. Измерения по рейкам представляют собой отсчёты от верхнего края рейки до наблюдаемой поверхности ледника. Для перехода к единицам водного эквивалента необходимы измерения плотности стаявшего или накопленного материала. На основе разности измерений по одной и той же рейке получают значения баланса массы *в точке*, которые затем интер- и экстраполируются одним из известных способов на всю поверхность ледника. Для получения годовых показателей баланса массы  $B_a$  необходимо проводить как минимум одно измерение в конце каждого балансового года, однако на практике таких измерений за сезон таяния может производиться несколько, если мощность стаявшего слоя за некоторый период времени больше, чем глубина установки реек. В этом случае измерения по рейкам проводятся совместно с их перебуриванием. Количество и схема установки абляционных реек могут быть различны. Поскольку пространственное распределение баланса массы на продолжительных интервалах времени чаще всего зависит от относительной высоты, рейки распределяются по высотам. Они могут устанавливаться продольным профилем, что более актуально для крупных по площади ледников — так, например, они установлены на леднике Западный Грэнфьорд, либо распределяться более равномерно по всей поверхности ледника — например, на леднике Альдегонда. Рейки могут также группироваться в поперечные профили для оценки потоков льда через поперечное сечение, что может быть полезно при изучении фронтальной абляции выводных ледников за счет откалывания айсбергов.

Существует несколько способов перехода от масс-балансовых измерений, полученных на абляционных рейках, к средним по леднику. Первый из способов основан на расчёте вертикального профиля баланса массы, который строится по данным фактических измерений. Далее поверхность ледника разбивается на равные по высоте интервалы (к примеру, стометровые), и доли их площади в общей площади ледника умножаются на среднее в этом высотном интервале баланс массы, получаемый по высотному профилю. Взвешенная таким образом сумма и будет являться искомым средним удельным балансом массы ледника. Детали реализации этого способа могут отличаться: для построения высотного профиля могут применяться различные аппроксимирующие уравнения, а высота интервалов также может меняться. В англоязычной литературе такой способ расчёта называется *profile method* — способ высотного профиля [Cogley и др., 2011].

Второй способ перехода к средним по леднику величинам заключается в пространственной интерполяции отсчётов по рейкам. В прошлом этот способ использовался следующим образом: между рейками строились изолинии баланса массы, далее планиметром либо по палетке рассчитывались площади, заключенные между соседними изолиниями, и искомая величина среднего удельного баланса рассчитывалась суммированием. В настоящее

время ГИС позволяют проводить интерполяцию измерений в электронном виде, с получением растра (матрицы значений) и последующим суммированием всех его пикселей. Такая процедура практически эквивалентна «исторической». В англоязычной литературе этот способ расчёта называется *contour line method* — то есть, дословно, «способ изолиний» [Cogley и др., 2011]. Очевидно, что такой способ не применим для тех объектов, где рейки установлены одним продольным профилем, а, кроме того, зачастую препятствует обнаружению зависимостей пространственного распределения таяния с высотой или другими морфометрическими величинами, не учитываемыми при интерполяции [Kaser, Fountain, Jansson, 2003].

Также существует третий способ перехода, получивший наибольшее распространение в мониторинговых программах на территории США. Способ заключается в выборе двух-трёх наиболее репрезентативных абляционных реек, то есть таких, где измерения более всего близки к средним по леднику значениям. Способ предназначен для сокращения трудозатрат при полевых работах на крупных ледниках. В англоязычной литературе этот способ называется *index-site method* — способ «репрезентативного места» (...установки рейки) [O’Neel и др., 2019].

Очевидно, что результат вычислений, полученных разными способами на основе одних и тех же данных полевых измерений, может различаться. Этот факт является одной из причин возможной неоднородности рядов при масс-балансовом мониторинге. В особенности это касается долговременных мониторинговых программ, длящихся десятилетиями на фоне развития технических средств и многократных смен исполнителей расчётов.

*Геодезический метод* определения баланса массы основан на расчёте изменений объёма ледника за некоторый промежуток времени путём вычитания цифровых моделей рельефа (ЦМР), с последующим переводом единиц объёма в единицы массы, что требует от исследователя представлений о плотности слагающего это объём ледникового материала. Изменение объёма ледника  $\Delta V$ , полученное вычитанием двух ЦМР, равно:

$$\Delta V = r^2 \sum_{k=1}^k \Delta h_k \quad (1)$$

где  $r$  — размер стороны пикселя ЦМР,  $k$  — количество пикселей, участвующих в расчётах,  $\Delta h_k$  — изменение высоты соответствующих пикселей ЦМР. На следующем шаге изменение объёма ледника пересчитывается в единицы массы путём умножения на соответствующий коэффициент, равный отношению средней плотности ледникового материала к плотности воды:

$$B = \frac{\Delta V}{S} \rho \quad (2)$$

где  $S$  — усреднённая за рассматриваемый период площадь ледника,  $\rho$  — коэффициент перевода в массовые единицы.

ЦМР для расчёта баланса массы ледника могут быть представлены как архивными материалами (например, топографическими картами), так и созданы намеренно для конкретного исследования. Спектр способов получения данных о рельефе для построения ЦМР поверхности ледников на сегодняшний день обширен и включает в себя: топографическую съёмку местности при помощи оптических инструментов либо ГНСС-приёмников (напр. [Hagen и др., 2005]); аэро- или спутниковую съёмку оптического диапазона с последующей стереофотограмметрической обработкой (например, [Berthier и др., 2007]); спутниковую SAR-интерферометрию (например, [Magnússon, 2005]); лазерное (лидарное) сканирование наземного либо воздушного базирования [Abermann и др., 2009]; спутниковую лазерную альтиметрию (например, [Moholdt и др., 2010]). Для крупных объектов, к примеру, ледниковых куполов, данные о рельефе поверхности могут не иметь полного покрытия, а быть представленными отдельными профилями, которые чаще всего приурочены к центральным продольным линиям ледников при наземной съёмке, либо к спутниковым орбитам при космической. В этом случае необходимо учитывать погрешность пространственной интер- и экстраполяции измерений, как и для гляциологического метода.

**Сравнение результатов гляциологического и геодезического методов.** Результаты, полученные на основе гляциологического и геодезического методов, в данной работе называются *гляциологическим и геодезическим балансами* массы ледника, соответственно. В отечественной практике соответствующих наименований, указывающих на метод получения результатов, в последнем из тематических словарей не зафиксировано [Алексеев и др., 1984]. Тем не менее, такое разделение важно при интерпретации пространственного распределения балансов, поскольку в общем случае, геодезический и гляциологический балансы *в точке* не равны друг другу. Гляциологический баланс массы в точке, измеряемый *относительно* поверхности ледника на какой-либо момент времени, зависит исключительно от величины таяния поверхности или аккумуляции. На геодезический баланс, показывающий изменение *абсолютной* высоты ледника, влияет также деформация поверхности из-за течения льда, процессы таяния и аккумуляции в толще ледника, а также на его ложе. Таким образом, ввести отдельные названия для различения геодезического и гляциологического балансов вполне оправдано.

Тем не менее, будучи интегрированными по всей площади ледника, величины гляциологического и геодезического балансов должны совпадать по закону сохранения массы. На подобном сравнении построена методика гляциологического реанализа, направленная на поиск и устранение систематических ошибок в рядах долговременного мониторинга.

### 3.1.3 Гляциологический реанализ. Гомогенизация рядов баланса массы

В изложенном ниже описании методики гляциологического реанализа автор опирается на работу Zemp и соавторов [2013], в соответствии с которой гляциологический реанализ является методикой взаимного сравнения рядов баланса массы ледника, полученных гляциологическим и геодезическим методом, за одни и те же интервалы времени, направленная на поиск и устранение систематической ошибки в показателях.

Первый этап проведения реанализа результатов мониторинга — процедура *гомогенизации* (англ. *homogenization*) рядов, предложенная в работе [Huss, Bauder, Funk, 2009]. С практической точки зрения, применительно к долговременному мониторингу ледников, существование нескольких способов расчёта может привести к тому, что в разные периоды времени разные исполнители могут применять разные способы. В этом случае сопоставление показателей, полученных в разные годы, потребовало бы оценки точности и сравнения всех использованных методов. Однако на практике проще пересчитать заново все имеющиеся исходные данные, применяя один унифицированный способ. В данной работе для всех расчётов годовых показателей баланса массы выбран способ высотного профиля, в том числе потому, что для ледника Западный Грэнфьорд, где рейки установлены одним профилем, подходит исключительно он. Кроме того, расчёты средних по леднику значений баланса массы требуют наличия вспомогательных исходных данных, таких как контуры ледника и высотное распределение его поверхности. Эти данные зачастую становятся доступны с задержкой во времени, поэтому в ходе ретроспективной гомогенизации появляется возможность использовать более точные значения параметров исследуемых ледников, чем были доступны прежде.

После выполнения гомогенизации рядов, следующим шагом методика реанализа предполагает комплексную оценку случайных погрешностей имеющихся масс-балансовых показателей. Это необходимо для дальнейшего сравнения кумулятивных балансов, полученных двумя методами, за аналогичные периоды времени с учётом их доверительных интервалов. При этом, оценка погрешностей должна учитывать максимальное число факторов, влияющих на точность расчета балансовых величин, а не ограничиваться лишь инструментальной погрешностью, как это сделано, к примеру, в работе Чернова и соавторов (2019). Как показывают многочисленные исследования (например, [Galos и др., 2017], [Klug и др., 2018]), ошибки, возникающие при экстраполяции точечных измерений на всю площадь ледника, как правило на порядок превышают ошибки самих измерений. Источники случайных ошибок различаются не только для величин, полученных разными методами, но и для годового показателя, получаемого на основе абляционных реек, и зимнего, рассчитываемого на основе снегомерных съёмок.



Комплексной оценке случайных погрешностей применительно к рассматриваемым ледникам посвящён параграф 2.4.

Далее реанализ предполагает сравнение величин баланса массы, полученных двумя разными методами. Если сравнение с учётом доверительных интервалов выявило статистически значимое различие, то это различие признаётся систематической ошибкой. В этом случае, авторами методики предлагается итеративная калибровка рядов, т.е. внесение поправок в результаты как гляциологического, так и геодезического метода. Процесс пересмотра показателей повторяется до тех пор, пока систематическая ошибка не будет устранена.

### 3.2 Обзор исходных данных

**Годовой баланс.** Первый шаг методики реанализа — получение однородного ряда, требует наличия всех исходных данных, включая полевые измерения, и их метаданных. Источником этой информации послужили годовые отчёты об экспедиционных работах из фондов ФГБУ «ААНИИ», а также результаты собственных измерений автора.

Для наблюдений за годовым балансом ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд на них установлены деревянные абляционные рейки длиной 2–3 метра, устанавливающиеся в скважины при помощи ручного бура. Измерения проводятся с середины июля по середину сентября, частота измерений изменяется в зависимости от динамики таяния в конкретный год. Конец предыдущего и начало следующего балансового года приурочен к стабильному переходу температуры воздуха через нулевую отметку, а также началу выпадения твёрдых осадков. Обычно эта дата близка к середине сентября.

На леднике Альдегонда регулярные наблюдения были начаты в 2002/03 г., но исходные данные доступны только за 14 балансовых лет (с 2007/08 по 2009/10 гг. и с 2013/14 по 2021/22 гг.) с одним трёхлетним перерывом, после которого схема измерений была изменена (Рисунок 3.1). Рейки были перераспределены по поверхности таким образом, чтобы проредить их количество в наиболее обширной высотной зоне в центре ледника, но лучше покрыть измерениями верховья, где наблюдений прежде не проводилось, а общее количество реек было постепенно уменьшено с 18 до 14 штук. Летом 2023 г. две нижние рейки были утеряны из-за отступления ледника.

Для ледника Западный Грэнфьорд, где мониторинг стартовал значительно позже, доступны данные девяти балансовых лет, с 2013/14 по 2021/22 гг. Учитывая значительные размеры ледника, рейки установлены одним продольным профилем, заходящим в восточный кар и покрывающим весь диапазон высот поверхности (Рисунок 3.2). Нижняя рейка была утеряна летом 2017 г. из-за отступления края ледника. В отдельные годы измерения на двух верхних рейках не проводятся, поскольку они становятся недоступными из-за трещин.

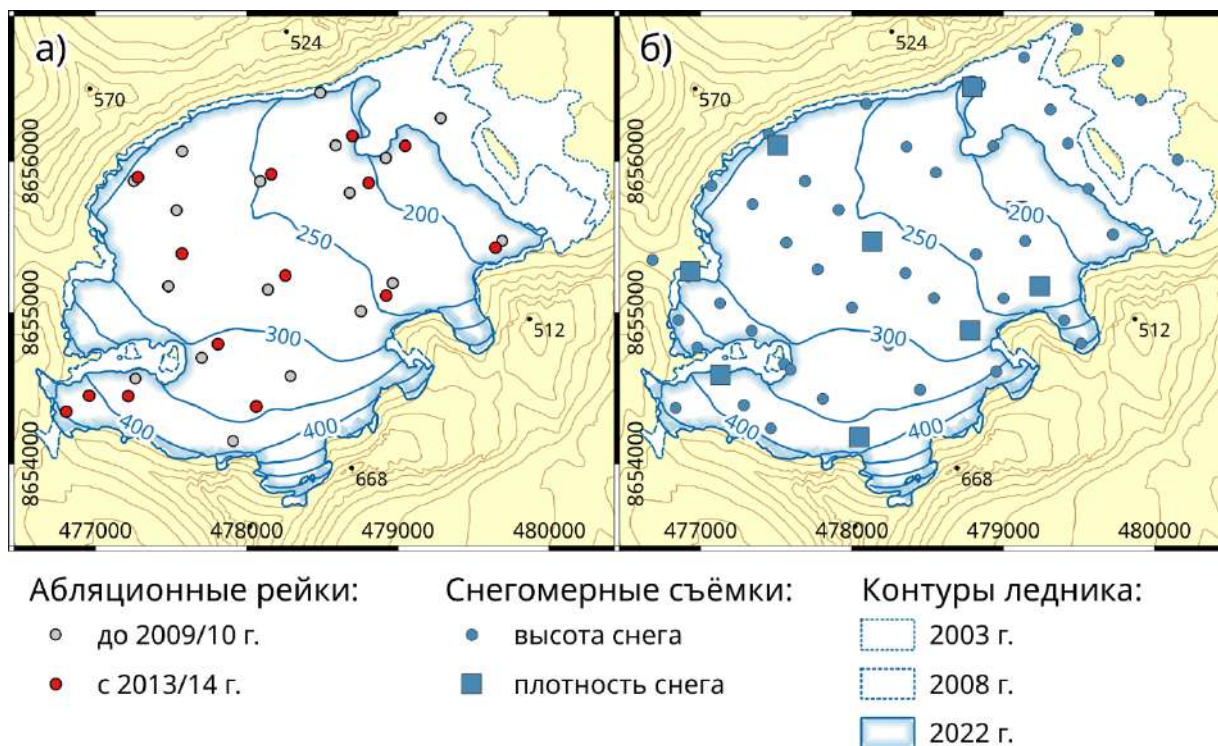


Рисунок 3.1 — Конфигурация сети наблюдений на леднике Альдегонда, а также рельеф его поверхности

а) абляционные рейки, б) типовая схема снегомерных съёмок

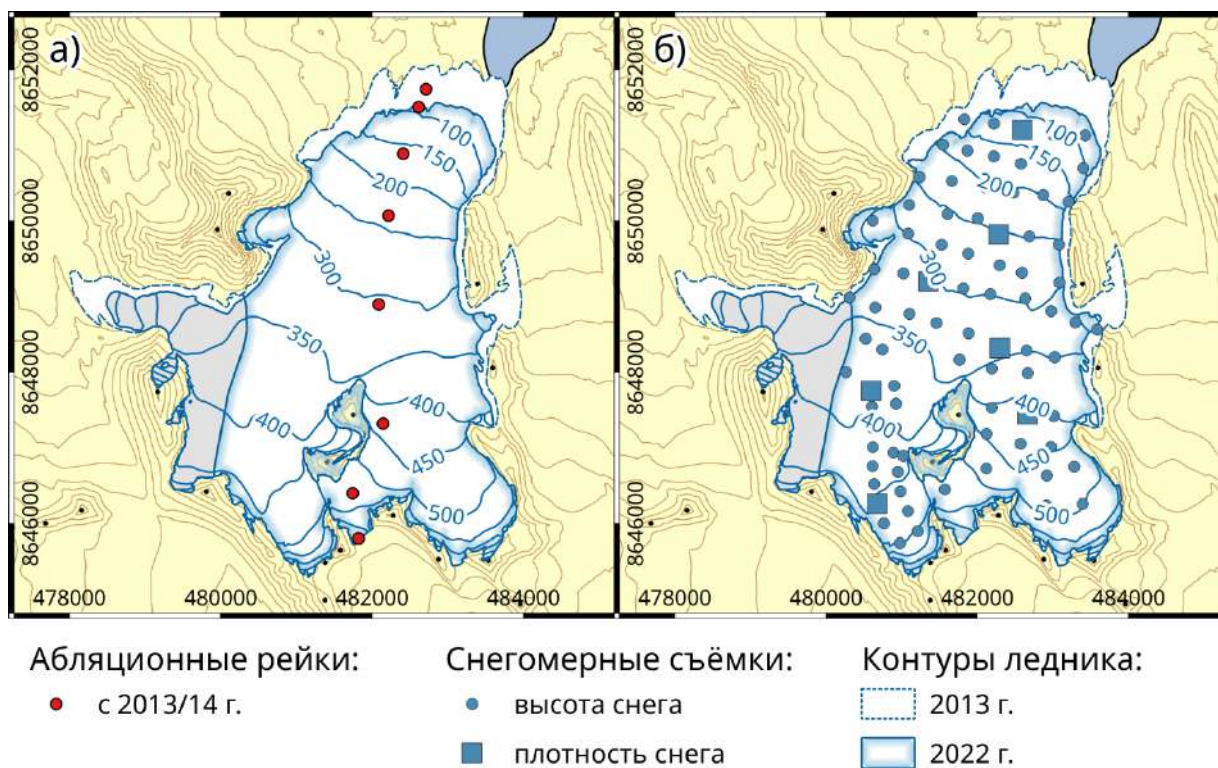


Рисунок 3.2 — Конфигурация сети наблюдений на леднике Западный Грэнфьорд, а также рельеф его поверхности

а) абляционные рейки, б) типовая схема снегомерных съёмок

**Зимний баланс.** Для обоих ледников также доступны данные весенних снегомерных съёмов, проводившихся с 2001/02 балансового года на леднике Альдегонда, и с 2013/14 г. на леднике Западный Грэнфьорд. Типовые схемы снегомерных работ последних лет, начиная с 2013/14 г., показаны на Рисунках 3.1 и 3.2. Измерения высоты снежного покрова проводятся на ледниках по квазирегулярной сетке, в то время как расположение шурфов для определения плотности снега различается: на Альдегонде они выполняются также по площади, а на Западном Грэнфьорде — одним профилем, разделяющимся в верховьях на восточный и западный кары.

Точное количество измерений, как высоты, так и плотности снежного покрова, год от года меняется (Таблица 3.1 и Таблица 3.2). Потенциально этот факт может привести к неоднородности рядов зимнего баланса, отрицательно сказавшись на анализе зависимостей с метеорологическими величинами. Кроме того, не для каждого из лет мониторинга в архивных материалах сохранились точные координаты точек промера высот, а в некоторых случаях неизвестно даже примерное расположение промеров. Поэтому анализ пространственного распределения снежного покрова по поверхности ледников возможен только для части ряда.

Таблица 3.1 — Количество точек снегомерных съёмов на леднике Западный Грэнфьорд

Балансовый год	Точек измерения высоты снежного покрова, штук	Плотность точек, штук на км <sup>2</sup>	Количество шурфов для измерения плотности снега, штук	Сохранились ли координаты
2013/14	Неизвестно		7	Нет (высота) / да (плотность)
2014/15	Неизвестно		7	Нет (высота) / да (плотность)
2015/16	82	5	7	Да
2016/17	81	5	7	Да
2017/18	82	5	7	Да
2018/19	58	3,5	6	Да
2019/20	23	1,4	3	Да
2020/21	42	2,6	6	Да

Таблица 3.2 — Количество точек снегомерных съёмок на леднике Альдегонда

Балансовый год	Точек измерения высоты снежного покрова, штук	Плотность точек, штук на км <sup>2</sup>	Количество шурфов для измерения плотности снега, штук	Сохранились ли координаты
2001/02		Неизвестно	8	Нет, схема измерений неизвестна
2002/03		Неизвестно	Неизвестно	Нет, два профиля поперёк ледника
2003/04	60	9,2	Неизвестно	Да (высота) / нет (плотность)
2004/05	86	13,4	Неизвестно	Нет, схема измерений неизвестна
2005/06	9 (в шурфах)	1,4	9	Нет
2006/07	45	7,2	6	Да
2007/08	32	5,2	9	Да
2008/09	47	7,8	9	Да
2009/10	50	8,4	9	Да
2010/11		Неизвестно	9	Да
2011/12	39	6,7	3	Да
2012/13		Измерений не выполнялось		
2013/14	35	6,1	9	Нет
2014/15	53	9,3	9	Нет
2015/16	43	7,6	9	Да
2016/17	42	7,5	9	Да
2017/18	42	7,6	9	Да
2018/19	37	6,8	9	Да
2019/20	19	3,6	2	Да
2020/21	43	7,8	9	Да
2021/22	42	7,8	9	Да

**Геодезический баланс.** Для расчёта баланса массы ледников на основе геодезического метода применены результаты топографических съёмок, проведённых автором. Съёмки

проводились как на поверхности ледников, для получения их ЦМР, так и в непосредственной их близости, для уточнения вертикальной привязки других используемых в работе ЦМР.

Топографическая съёмка была выполнена 7–8 и 13 августа 2018 г. на леднике Альдегонда и во второй половине августа 2019 г. на леднике Западный Грэнфьорд. Работы проводились кинематическим методом с пост-обработкой при помощи многоканальных спутниковых приёмников Sokkia GRX1 и GRX2. Маршруты съёмок показаны на Рисунке 3.3. Работы на леднике Западный Грэнфьорд из-за его большей площади заняли продолжительное время, поэтому для минимизации эффектов таяния льда и «бесшовного» совмещения результатов за разные дни съёмка проводилась от верховьев, где абляция практически завершилась, к низовьям, с получением положения края ледника на конец сезона абляции.

На основе результатов топографической съёмки, после предварительного отсева всех точек с погрешностью высотной координаты хуже 10 см, были построены цифровые модели рельефа. Для интерполяции применён алгоритм Thin Plate Spline, реализованный в SAGA GIS.

Для расчёта *изменений* объёма для каждого из ледников необходимы также модели рельефа на какие-либо моменты времени в прошлом. Во время организации масс-балансового мониторинга топографических или аэрофотосъёмок поверхности ледников выполнено не было. Поэтому автор вынужден обратиться к архивным материалам дистанционного зондирования из сторонних источников.

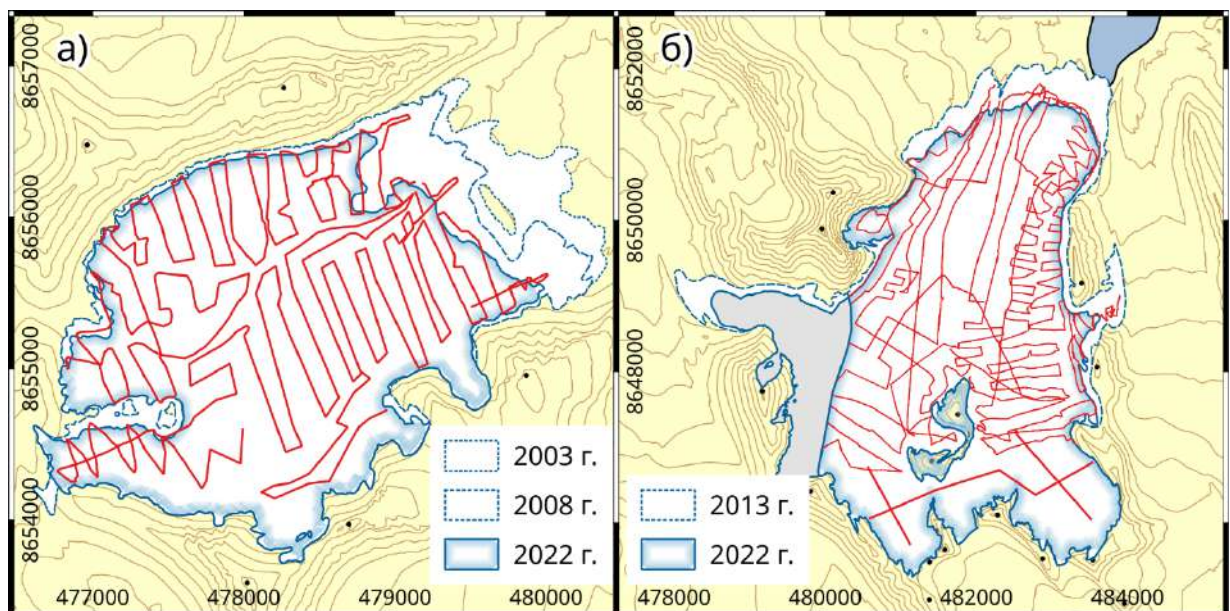


Рисунок 3.3 — Маршруты топографической съёмки, проведённой автором на ледниках: а) Альдегонда (2018 г.), б) Западный Грэнфьорд (2019 г.)

Для периода с 2012 по 2017 гг. в недавнем времени стал доступен набор данных ArcticDEM, представляющий собой разновременные ЦМР с пространственным разрешением 2 м,

построенные на основе стереопар изображений сверхвысокого разрешения, которые были получены спутниками WorldView и GeoEye компании Maxar (ранее DigitalGlobe). Поскольку исходная фотосъёмка велась в видимом диапазоне электромагнитного спектра, выбор фрагментов ЦМР (так называемые «strip», *англ.* «полосы») для изучаемого района сильно ограничен наличием облачности в момент пролёта спутников. Так, единственным фрагментом, полностью представляющим поверхность Западного Грэнфьорда без крупных промежутков, стала ЦМР на 20 июля 2015 г., что практически полностью покрывает период мониторинга на это леднике. Для ледника Альдегонда был подобран фрагмент ArcticDEM на 17 августа 2013 г. Чтобы расширить расчёты геодезического баланса Альдегонды дальше в прошлое, автором подобрана также ещё одна ЦМР с пространственным разрешением 5 м, построенная на основе аэрофотосъёмки 2008 г. и представляющая собой часть набора данных S0 Terrenngmodell Норвежского полярного института.

Таким образом, доступные для ледников ЦМР формируют один временной интервал расчёта геодезического баланса массы для ледника Западный Грэнфьорд и два для ледника Альдегонда. Отметим, что эти интервалы расчёта во всех трёх случаях близки к пяти годам, как и рекомендовано в работе Zemp и соавторов [2013], посвящённой вопросам взаимного сравнения результатов гляциологического и геодезического методов.

### 3.3 Расчёт баланса массы

#### 3.3.1 Гомогенизация рядов годового баланса массы

Получение среднего по леднику годового баланса его массы ( $B_a$ ) — основного показателя, на основе которых производится анализ межгодовой изменчивости и сравнение с другими ледниками, требует проведения промежуточных расчётов на основе измерений по отдельным абляционным рейкам [Zemp и др., 2013]. Несмотря на то, что частично средние по леднику показатели уже были рассчитаны, в том числе в экспедиционных отчётах, автор пересчитал все доступные исходные данные по единой методике, используя наиболее актуальные на момент исследования вспомогательные данные (контуры ледника, распределение высот его поверхности, высоты рек). Подобный пересчёт, известный в литературе как *гомогенизация* [Huss, Bauder, Funk, 2009], включает выполнение следующих процедур: 1) уточнение высот абляционных рек, 2) уточнение контуров ледников, 3) уточнение распределений высоты поверхности ледников, 4) интер- и экстраполяция измерений баланса массы в точке на всю площадь ледников. Рассмотрим выполнение гомогенизации пошагово.

**Уточнение высот абляционных рек.** Высотное положение абляционных рек на ледниках Альдегонда и Западный Гренфьорд с сантиметровой точностью было получено автором в конце сезона абляции 2018 года при помощи ГНСС-съёмки статическим методом с последующей пост-обработкой. При сравнении с приближенными высотами, которые были получены в 2013 г. бытовым навигатором Garmin и использовались далее в экспедиционных отчётах, установлено, что: а) для большинства рек (12 из 14) на леднике Альдегонда их высоты были завышены на первые метры–первые десятки метров; б) максимальные различия высот составили -30 и +37 метров на леднике Альдегонда (рейки 10 и 15, соответственно); в) высоты всех рек на леднике Западный Грэнфьорд были занижены на величину от 9 до 16 метров (Рисунок 3.4). Отметим, что ошибки определения высот имеют разный знак, поэтому не могут быть объяснены различием в используемых системах высот или снижением поверхности ледника за счёт таяния. Подобные различия могут быть обусловлены низкой высотной точностью бытовых ручных навигаторов [Антонович, 2005] и могут являться источником систематической, повторяющейся из года в год, ошибки определения среднего по леднику баланса массы. Высоты абляционных рек, которые были расставлены по прежней схеме, существовавшей на Альдегонде до перерыва в наблюдениях (то есть до 2010/11 г.), были определены по ЦМР S0 Terrenmodell на основе плановых координат, которые, в общем случае, определяются бытовым навигатором точнее высотных [Антонович, 2005].

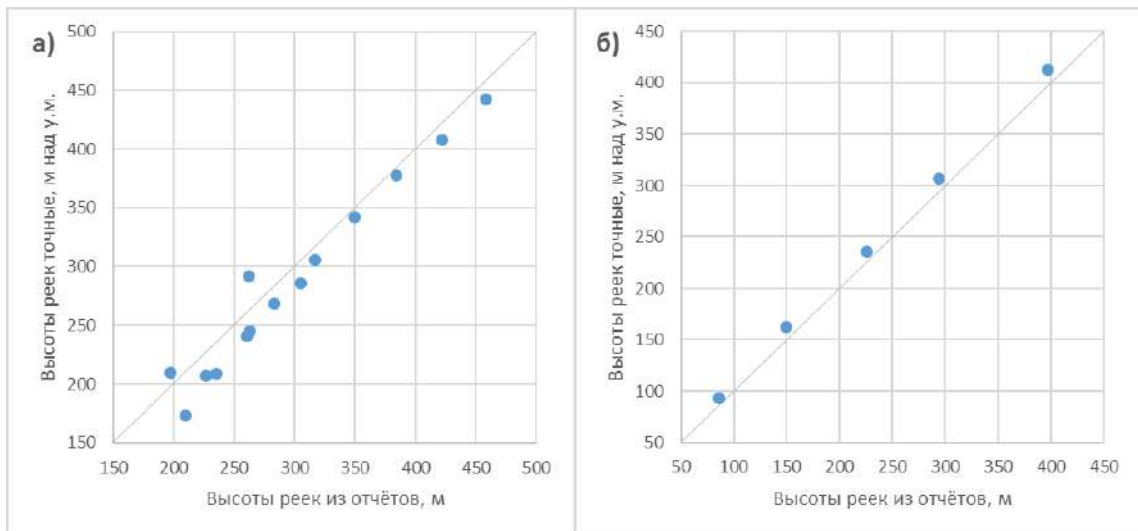


Рисунок 3.4 — Сравнение высот абляционных рек, использованных ранее в годовых отчётах ФГБУ «АНИИ» и их точных высот, полученных автором  
а) ледник Альдегонда, б) ледник Западный Грэнфьорд

**Уточнение контура ледников.** Контуры ледников на моменты времени, соответствующие доступным автору ЦМР, необходимы для уточнения высотного распределения поверхности. Поэтому, для ледника Альдегонда были определены контуры на 2008, 2013 и 2018 гг., а для ледника Западный Грэнфьорд — на 2015 и 2019 гг.

Наиболее ранний контур ледника Альдегонда, на 2008 г., был взят автором из цифровых топографических карт ТороSvalbard стотысячного масштаба, крупнейшего из имеющихся. Карты были составлены Норвежским полярным институтом на основе аэрофотосъёмки. Для моментов времени в 2013 и 2015 г., соответствующих фрагментам ЦМР ArcticDEM, контура ледников выделялись по самим этим фрагментам. Несмотря на отсутствие в распоряжении автора исходной съёмки сверхвысокого разрешения, поверхность ледников резко отличается на ЦМР по своей шероховатости от окружающей местности. Для расчёта шероховатости был использован алгоритм Terrain Ruggedness открытой ГИС QGIS. Контура ледников на 2018 и 2019 г. представляют собой комбинацию топографической съёмки автора и, в недоступных верховьях, результатов дешифрирования космических снимков спутника Sentinel-2 с разрешением 10 м на пиксель.

Пространственное положение ледораздела, отделяющего Западный Грёнфьорд от соседнего ледника Восточная Дальфонна, было взято автором из последней версии набора данных о границах ледников Шпицбергена [Nuth и др., 2013] и принято неизменным во времени.

**Уточнение высотного распределения ледников.** Следующий этап гомогенизации — установление распределений площади поверхности ледника по высотным диапазонам. До недавнего времени, наиболее актуальным источником о рельефе поверхности рассматриваемых ледников была ЦМР S0 Terrengmodell, созданная Норвежским полярным институтом на основе аэрофотосъёмки 2008 г. Однако, в настоящее время появились более актуальные источники данных о высотах поверхности ледников: ЦМР ArcticDEM, состоящая из разновременных фрагментов, построенных на основе космической съёмки сверхвысокого разрешения (Noh and Nowat, 2015; Porter et al., 2018), а также результаты топографической съёмки, проведенной автором. Это даёт возможность ретроспективно уточнить высотные распределения ледников и использовать для расчётов максимально релевантные на каждый год данные.

После пересечения полигонов, представляющих собой контуры ледника, с горизонталями, построенными по выбранным ЦМР, были получены пять высотных распределений, три для Альдегонды и два для Западного Грёнфьорда. В результате анализа временных изменений высотных распределений, показанных на Рисунке 3.5, для периода мониторинга установлены следующие факты. Во-первых, для ледника Альдегонда увеличивается процентное соотношение площадей в более низких высотных интервалах. Наибольшее изменение наблюдается в центральной части ледника, в высотных диапазонах 250–300 м (+10% за десять лет) и 300–350 м (-8% за десять лет). Принимая во внимание подобные изменения, высотное распределение для ледника Альдегонда интерполируется для каждого из балансовых лет. Во-вторых, для ледника Западный Грёнфьорд процентное соотношение долей площади по высотным диапазонам меняется мало, несмотря на очевидное отступление края ледника (до 200 м для основного языка).



Наибольшее выявленное изменение составило всего +1,5%, что невозможно уверенно отнести к реальным изменениям высотной структуры, поскольку оно неотличимо от погрешности взаимной привязки двух разновременных ЦМР. Поэтому автором было решено использовать для дальнейших расчётов осредненное между 2015 и 2019 гг. высотное распределение, условно приняв погрешность определения доли каждого из интервалов в 2% от общей площади.

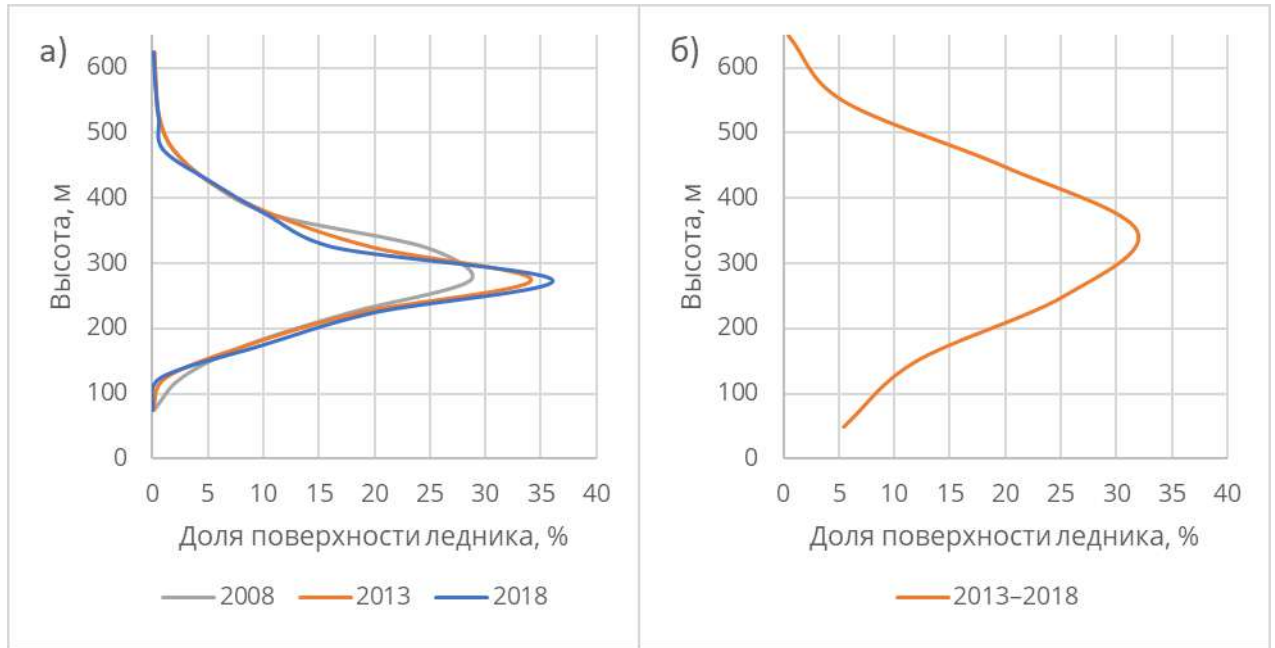


Рисунок 3.5 — Изменения высотного профиля рассматриваемых ледников: а) Альдегонда в 2008–2018 гг., б) Западный Грэнфьорд в 2013–2018 гг.

**Расчет средних по леднику значений годового баланса массы.** При применении метода высотного профиля для расчета средних по ледникам значений баланса массы использовались пятидесятиметровые высотные интервалы для ледника Альдегонда и стометровые для ледника Западный Грэнфьорд. Выбор продиктован обеспеченностью высотных интервалов абляционными рейками: если, к примеру, выбрать пятидесятиметровые интервалы для Западного Грэнфьорда, то в большей части интервалов не окажется ни одного фактического измерения. Во-вторых, форма кривой, аппроксимирующей высотный масс-балансовый профиль, также может быть различной [Oerlemans, 2008]. Для обоих рассматриваемых ледников используется линейная зависимость от высоты над уровнем моря  $h$ , при переходе через ноль баланс аппроксимируется нулевым:

$$\begin{cases} b = ah + c & \text{при } h < 0 \\ b = 0 & \text{при } h \geq 0 \end{cases} \quad (3)$$

Использование кусочно-заданной функции обосновано двумя причинами: доля площади в верховьях, которая покрыта снегом в конце сезона абляции, невелика и составляет не более

нескольких процентов от общей площади ледников; снегомерных съёмок в конце сезона абляции не предусмотрено, поэтому установить реальное количество оставшегося снега не представляется возможным. Эта особенность расчетов — один из возможных источников систематической ошибки, делающий годовой баланс массы несколько более отрицательным, чем он есть на самом деле.

Отметим, что выбор формы зависимости остаётся дискуссионным. В отдельные годы использование выпуклых или вогнутых полиномиальных функций может показывать лучший показатель коэффициента детерминации. Однако, для функций помимо линейной трудно обосновать физический смысл коэффициентов, а больший или меньший разброс фактически измеренных значений от аппроксимирующей кривой в любом случае учитывается при оценке погрешности годового показателя. Поэтому, для унификации расчетов выбраны формулы (3).

**Единая плотность льда.** Отсчёты таяния льда производятся по абляционным рейкам в сантиметрах, поэтому для пересчета результатов в единицы водного эквивалента необходимо умножить измеренные значения на величину плотности льда. Натурных измерений плотности непосредственно на рассматриваемых ледниках не проводилось. Для перевода единиц автором использовано значение, принятое  $850 \pm 60$  кг/м<sup>3</sup>. В работе [Huss, 2013] было показано, что такая величина, покрывая больший интервал плотности слагающего ледник материала, от фирна до конжеляционного льда, подходит для большинства ледников. Для сравнения, в гляциологических наблюдениях на леднике Восточный Грэнфьорд используется значение  $880$  кг/м<sup>3</sup> без учёта погрешности [Чернов и др., 2019].

**Сравнение результатов до и после гомогенизации.** Сравнение того, как изменились годовые показатели баланса массы после выполненной гомогенизации, показано в Таблице 3.3. Таблица содержит результаты лишь за некоторые года мониторинга. Во-первых, для ряда лет средние по леднику величины рассчитаны впервые, поскольку в экспедиционных отчетах эти значения вычислены не были. Во-вторых, измерения на леднике Альдегонда до 2007/08 г. не могут быть гомогенизированы по причине отсутствия исходных данных. Из представленного сравнения видно, что абсолютная величина различий составляет в основном первые дециметры водного эквивалента. Следовательно, погрешность расчёта среднего по леднику не может быть ниже первых дециметров, а указание баланса массы с точностью до миллиметра в.э., используемое в ряде отечественных статей, касающихся баланса массы ледников Шпицбергена (см., например, [Сидорова и др., 2019; Чернов и др., 2019]), имеет избыточную точность.

Таблица 3.3 — Сравнение показателей годового баланса массы ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд до и после проведения процедуры гомогенизации.

Балансовый год	Годовой показатель баланса массы, м в. э.					
	Ледник Альдегонда			Ледник Западный Грэнфьорд		
	До гомогенизации	После гомогенизации	Разность	До гомогенизации	После гомогенизации	Разность
2007/08	-0,558	-0,32±0,14	+0,24			
2008/09	-1,54	-0,58±0,15	+0,96			
2009/10	-0,34	-0,24±0,14	+0,10			
...				Измерений не проводилось		
2013/14	-0,836	-0,67±0,16	+0,166	—	-0,60±0,18	—
2014/15	-1,159	-1,03±0,23	+0,129	—	-0,88±0,24	—
2015/16	-2,048	-1,88±0,25	+0,168	-1,256	-1,19±0,21	-0,08
2016/17	-1,959	-1,89±0,25	+0,069	-1,613	-1,92±0,23	+0,24
2017/18	-1,835	-1,70±0,22	+0,135	-1,287	-1,19±0,22	-0,02

### 3.3.2 Расчет зимнего баланса массы

Зимний баланс  $B_w$  рассчитывался как произведение двух его составляющих — средней по леднику высоты снежного покрова и его интегральной плотности. В свою очередь, средняя высота снега определяется как среднее арифметическое из всех измерений съёмки на поверхности ледника. Поскольку промеры высоты снега проводятся на ледниках по квазирегулярной сетке, такая процедура практически эквивалентна линейной интерполяции измерений. Средняя плотность также рассчитывается как среднее арифметическое между всеми шурфами в пределах ледника.

Подход для расчётов зимнего баланса и его элементов, основанный на делении ледника на высотные интервалы, не используется намеренно: далее показано, что пространственные распределения высоты снежного покрова и его плотности не проявляют устойчивых зависимостей от высоты над уровнем моря. Интерполяция величин по поверхности ледника также не используется, поскольку данные о пространственном положении точек промера глубин частично утеряны. В этом случае, единственный способ расчета, позволяющий сохраняющий единообразие за все года мониторинга — арифметическое осреднение измерений.

### 3.3.3 Расчет геодезического баланса массы

В случае с рассматриваемыми ледниками геодезический баланс массы рассчитывается как произведение среднего по площади снижения поверхности ледника на плотность льда. Среднее по площади снижение поверхности находится делением изменения объема ледника  $\Delta V$  за период времени на площадь ледника, соответствующую началу периода. Расчет изменения объема производится путём вычитания двух разновременных ЦМР, а его уравнение имеет следующий вид [Zemp и др., 2013]:

$$\Delta V = r^2 \sum \Delta_{hk} \quad (4)$$

где  $r$  — размер стороны пикселя ЦМР,  $k$  — количество пикселей, участвующих в расчётах, и  $\Delta_{hk}$  — изменение высоты в соответствующих пикселях. Чтобы пересчитать изменение объема в баланс массы, используется следующее уравнение:

$$B = \frac{\Delta V}{S} \rho \quad (5)$$

где  $\Delta V$  — изменение объема ледника,  $S$  — средняя между началом и концом интервала расчёта площадь ледника и  $\rho$  — значение плотности, выбор которого был обоснован ранее, и принятое  $850 \pm 60$  кг/м<sup>3</sup>.

Перед началом расчётов все ЦМР, полученные на основе данных дистанционного зондирования, были предобработаны. Во-первых, при помощи алгоритма «DTM Filter», реализованного в ГИС «SAGA GIS», на моделях были устранены очевидные выбросы, являвшиеся артефактами стереофотограмметрической обработки. Во-вторых, небольшие области отсутствующих данных размером в несколько пикселей, вызванные наличием незначительной облачности либо крайне контрастных теней/засветки в пределах фотоизображений, были проинтерполированы алгоритмом «Тонкостенный сплайн» (англ. Thin Plate Spline).

Также предварительная обработка включала в себя этап, без которого невозможен корректный расчёт изменений объема ледника, называемый *корректацией* ЦМР, и состоящий в устранении регулярного их сдвига относительно друг друга, т. е. направлен на устранение *систематической ошибки* в расчётах изменений объема.

### 3.4 Оценка погрешностей

#### 3.4.1 Общие сведения о погрешностях

**Распространение погрешностей.** В оценке случайной погрешности определения масс-балансовых характеристик рассматриваемых ледников использованы известные формулы сложения погрешностей. Основным уравнением для общего случая, из которых выводятся все формулы в параграфах ниже, является следующее: погрешность  $\sigma_f$  вычисления функции  $f$  от нескольких приближенных чисел  $x_1, x_2 \dots x_n$ , равна корню из сумм произведений погрешностей каждой из переменной на частную производную функции  $f'$  по этой переменной (Fornasini, 2008):

$$\sigma_{f(x_1, x_2 \dots x_n)} = \sqrt{\sigma_{x_1}^2 f'_{x_1}{}^2 + \sigma_{x_2}^2 f'_{x_2}{}^2 + \dots + \sigma_{x_n}^2 f'_{x_n}{}^2} \quad (6)$$

Формула (6) показывает, каким образом, зная погрешность каждого из параметров, участвующих в расчетах, по отдельности, получить суммарную ошибку искомой масс-балансовой величины.

**Накопление погрешностей в рядах наблюдений.** Погрешности, возникающие при расчётах масс-балансовых величин, могут носить как систематический, так и случайный характер. Накопление случайных и систематических ошибок происходит в рядах наблюдений по-разному. Суммы случайных ошибок за некоторый период могут быть рассчитаны по известным правилам распространения погрешностей. Если  $b_1, b_2 \dots b_n$  — годовые показатели баланса массы ледника, где  $n$  — порядковый номер года наблюдений, а  $\sigma_1, \sigma_2 \dots \sigma_n$  — соответствующие среднеквадратические отклонения (СКО) этих показателей, суммарное среднеквадратическое отклонение всего ряда будет равно:

$$\sigma = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \dots + \sigma_n^2}$$

Если принять среднеквадратические отклонения годовых показателей баланса массы примерно равными, формула приближенно упрощается до следующей:

$$\sigma = \sigma_i \sqrt{n}$$

Отсюда можно заключить, что случайная ошибка рядов баланса массы накапливается пропорционально корню из количества лет наблюдений. Закон накопления предельных абсолютных *систематических ошибок* имеет другой вид:

$$\delta = \sum_1^n \delta_i$$

где  $\delta_i$  — систематическая ошибка годового показателя баланса массы изучаемого ледника. Если принять её примерно равной для каждого из рассматриваемых лет, формула приближенно приводится к следующему виду:

$$\delta = \delta_i n$$

Таким образом систематические ошибки, в отличие от случайных, накапливаются пропорционально количеству лет наблюдений, а не их корню. То есть, при равенстве по модулю случайных и систематических ошибок, последние накапливаются в рядах наблюдений более интенсивно. Следовательно, выявление и количественная оценка систематической ошибки в рядах наблюдений так же важна, как и случайных.

Особенность оценки систематической ошибки состоит в том, что её невозможно осуществить на основе самих результатов наблюдений, выполненных одним методом. Для неё необходимо взаимное сравнение результатов, полученных двумя независимыми методами с использованием разных исходных данных. Для гляциологического метода в роли подобного парного метода выступает геодезический. Так как гляциологический и геодезический методы используют разные наборы исходных данных, они наследуют погрешности от разных источников. Это даёт возможность выявить и оценить систематическую ошибку (или показать её отсутствие) на основе взаимного сравнения результатов, полученных двумя методами в ходе выполнения реанализа.

### 3.4.2 Оценка погрешности годового баланса

Комплексная оценка погрешности годового баланса массы  $B_a$ , до сих пор не проводившаяся для ледников в районе Баренцбурга (см., например: [Elagina и др., 2021; Hagen, Liestøl, 1990; Сидорова и др., 2019; Чернов и др., 2019]), является актуальной задачей. Следуя методике, предложенной Galos и др. [2017], было выделено три основных источника погрешности среднего по леднику значения  $B_a$ : 1) погрешность, связанная с ограниченной репрезентативностью абляционной рейки,  $\sigma_{point}$ ; 2) погрешность регрессионной модели, использованной при расчётах способом высотного профиля,  $\sigma_{model}$ ; и 3) погрешность определения площади высотных интервалов,  $\sigma_{wz}$ . Поскольку все эти три источника не могут быть количественно охарактеризованы на основе самих измерений, их оценка требует экспертного знания рассматриваемых ледников и некоторых дополнительных измерений [Andreassen и др., 2016; Klug и др., 2018].

Zemp и соавторы [2013] предлагают также учитывать ещё один фактор, влияющий на суммарную погрешность, а именно случайную ошибку единичного измерения по абляционной рейке, вызываемую наклоном рейки, её всплыванием или погружением в снег, или недоучётом наложенного льда. Далее в оценке суммарной погрешности автор пренебрегает этой ошибкой, поскольку недавние исследования показывают, что она сравнительно мала на фоне перечисленных выше факторов. Так, Galos и соавторы [2017] заключают, что подобная

погрешность равна 2–3 см. Чернов и соавторы [Чернов и др., 2019] приводят похожее значение, принимая ошибку отсчётов на леднике Восточный Грэнфьорд в 2 см и считая это же значение погрешностью  $B_a$ .

Для удобства вычислений начнём с оценки погрешности баланса массы в единицах *ледового эквивалента*, вводя в формулы неопределённость плотности льда в самом конце процедуры. Так можно поступить из-за особенности рассматриваемых ледников: потеря ими своей массы происходит почти полностью за счёт стаивания ледникового льда, в результате чего для всех высотных диапазонов может применяться единое значение плотности — плотности ледникового льда. Следовательно, неопределённость этого значения может быть «вынесена за скобки» и применена на конечном шаге. Из формулы определения средней по леднику величины баланса массы, в соответствии с известными правилами распространения погрешностей для произведения двух независимых переменных (6), получим:

$$B = \sum_z \frac{S_z}{S} b_z = \sum_z W_z B_z \quad (7)$$

где  $z$  — порядковый номер высотного интервала,  $S_z/S$  — отношение площади конкретного высотного интервала к общей площади ледника, которое, для краткости, заменим на безразмерный «вес» высотного диапазона  $W_z$ ;  $b_z$  — удельный баланс массы в пределах высотного интервала в единицах *эквивалента льда*. Тогда суммарная погрешность среднего по леднику баланса массы будет равна:

$$\sigma_B^2 = \sum_z b_z^2 \sigma_{Wz}^2 + \sum_z W_z^2 \sigma_{b_z}^2 \quad (8)$$

Погрешность доли каждого интервала от общей площади ледника  $\sigma_{Wz}$  не может быть определена непосредственно, а потому была условно принята для всех высотных диапазонов как 0,02 (то есть 2% от всей поверхности ледника). Значение выбрано не случайным образом: при рассмотрении изменений высотного распределения ледника Западный Грэнфьорд по двум ЦМР, на 2015 и на 2019 гг., было получено, что различия в площадях всех высотных зон практически отсутствуют, не превышая 1,5%. Округлив в большую сторону до ближайшего целого процента, это значение принято «с запасом» в качестве погрешности  $\sigma_{Wz}$  для обоих ледников.

Погрешность  $\sigma_{b_z}$  среднего годового баланса в каждом высотном диапазоне получена как корень из суммы квадратов двух компонентов: 1) погрешности пространственной интер- и экстраполяции измерений в точке на всю поверхность ледника и 2) неоднородности распределения баланса массы по поверхности ледника [Galos и др., 2017]. Первый компонент определялся как среднее квадратическое отклонение фактических измерений по абляционным рейкам в высотном диапазоне от линии аппроксимации высотного профиля баланса массы. Эта величина различается как по годам, так и по высотным интервалам, изменяясь в пределах от 0,06

до 0,36 м (эквивалента льда). Оценка второго компонента, ошибки неоднородности протаивания поверхности ледника, или ограниченной репрезентативности абляционных реек, потребовала привлечения дополнительных натуральных измерений. Во время выполнения топографической съёмки на поверхности ледников были отсняты 30 и 40 (ледники Альдегонда и Западный Грэнфьорд, соответственно) дополнительных, не участвовавших в построении ЦМР точек, расположенных между основными профилями съёмки. Сравнение фактических высот этих точек с полученными ЦМР, характеризуется величиной нормализованного медианного отклонения (NMAD), равной 0,32 и 0,30 м для ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд, соответственно. В некотором приближении эти величины могут считаться мерой расчленённости рельефа поверхности ледников, косвенно характеризуя неоднородность таяния льда.

Наконец, для приведения результата к единицам водного эквивалента, введём в расчёты погрешность плотности. Предполагается, что во всех высотных диапазонах потеря массы рассматриваемыми ледниками происходит за счет таяния материала одной плотности — ледникового льда. Поэтому баланс в единицах в. э. вычисляется для всех абляционных реек путём перемножения измеренных величин таяния льда  $B$  на его предполагаемую плотность  $\rho$ :

$$B_{we} = \rho B, \quad (9)$$

Следовательно, конечный шаг при оценке погрешности баланса будет выглядеть следующим образом:

$$\sigma_{B_{we}} = B \sqrt{\left(\frac{\sigma_\rho}{\rho}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_B}{B}\right)^2} \quad (10)$$

Что касается количественной оценки или доказательства отсутствия *систематической* ошибки в рядах годового баланса, таковые основаны на сравнении с результатами, полученными геодезическим методом за аналогичные временные интервалы. Результаты этого сравнения рассмотрены в параграфе 4.4.1 «Кумулятивный гляциологический баланс и его сравнение с геодезическим».

### 3.4.3 Оценка погрешности зимнего баланса

Зимний баланс массы  $B_w$  рассчитывается как произведение двух его составляющих, средней по леднику высоты снежного покрова  $d$  и интегральной плотности  $\rho$ , следовательно, погрешность  $\sigma_{B_w}$  может быть найдена по формуле:

$$\sigma_{B_w} = B_w \sqrt{\left(\frac{\sigma_\rho}{\rho}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_d}{d}\right)^2} \quad (11)$$



Формула (11) требует для расчётов знания погрешностей определения высоты снежного покрова и его интегральной плотности,  $\sigma_d$  и  $\sigma_\rho$ , соответственно. Рассмотрим далее процесс оценки этих двух величин.

Как было показано ранее в Таблицах 3.2 и 3.1, количество точек измерений во время снегомерных съёмок и схема их расположения год от года менялась. Известно, что расположение точек измерения по леднику безусловно влияет на итоговый результат [Galos и др., 2017]. Ранее исследователями было предложено несколько подходов для подобной оценки: начиная от наиболее примитивных, когда за погрешность средних значений глубины и плотности принимаются выборочные среднеквадратические отклонения, и сложные натурные эксперименты, во время которых полевые работы проводятся как разными маршрутами, так и разными исполнителями для последующего сравнения [Pulwicki и др., 2018]. Возможности повторить подобные натурные эксперименты на рассматриваемых ледниках нет, поэтому оценить величину погрешностей необходимо статистически, на основе уже имеющихся данных. Для решения этой задачи можно применить метод бутстрэп [Efron, 1979], который позволит вывести эмпирическую закономерность, показывающую, каким образом схема промеров высоты снежного покрова влияет на погрешность определения среднего по леднику значения.

Алгоритм на основе метода бутстрэп построен следующим образом: проинтерполировав имеющиеся в наличии промеры высоты, получим эмпирическое распределение этой величины по поверхности ледника, в виде раstra высот снежного покрова. Затем, из растров генерируются псевдослучайные выборки значений высоты снега, с разным количеством точек, как если бы наблюдатель проводил снегомерную съёмку с разным количеством измерений. Для каждого количества точек подобная процедура повторяется 5000 раз, а полученный при каждой итерации результат сравнивается со средним по растру, принимая последнее за истинное распределение величины. Рассчитанное из 5000 значений среднеквадратическое отклонение от «истинного» результата будет искомой погрешностью определения среднего при заданном количестве измерений. Исходная гипотеза состоит в следующем: бутстрэп позволит получить эмпирические кривые зависимости погрешности от плотности точек.

Далее приведено более подробное описание алгоритма, содержащее технические подробности, которые позволяют воспроизвести его [Терехов, Василевич, Прохорова, 2023]:

1) На первом шаге необходимо проинтерполировать растр распределения глубины снежного покрова на основе фактических данных. Размер ячейки в два метра является предельным, поскольку точность бытового навигатора, которым определяются координаты измерений в поле, не позволяет отметить положение точек промеров с лучшей точностью.

2) Определяется количество точек псевдовыборки, на основе которых будут построены эмпирические кривые. Максимальное количество точек, по которым когда-либо измерялись

глубины снежного покрова на леднике Альдегонда и для которых сохранились их координаты – 60 штук. Исследование псевдовыборок, сильно превосходящих по своему объёму это количество, необязательно, поскольку эталонный, проинтерполированный на основе фактических измерений растр не будет отражать пространственную изменчивость величины с такой детальностью.

3) На основе готовых контуров ледника определяется его площадь  $S$ . Для равномерного распределения по поверхности  $n$  точек, на каждую из них должна приходиться окрестность площадью в  $S/n$ , что составляет квадрат размером  $\sqrt{S/n}$ . К примеру, чтобы распределить 50 точек по поверхности ледника Альдегонда, составлявшей  $5,54 \text{ км}^2$  в 2018 г., на каждую из них должен приходиться квадрат со стороной около 330 м.

4) Целью расстановки точек по поверхности не является получение *строго* регулярной сети с равным шагом, поскольку при реальных снегомерных съёмках такой схемы придерживаться не представляется возможным. Поэтому внутри квадратов размера  $\sqrt{S/n}$  точки «измерений» должны сдвигаться случайным образом относительно центров, что обеспечивает псевдослучайный характер каждой выборки и моделирует возможные изменения маршрутов съёмки. Чтобы точки гарантированно оставались внутри квадратов, делая сеть более или менее регулярной, назначим среднеквадратическое отклонение случайного сдвига относительно центра равным  $1/5$  от половины стороны квадрата. То есть, для примера с Альдегондой, максимальный радиус сдвига должен составлять не более 165 м, а значит, среднеквадратическое отклонение целесообразно принять равным 33 м.

5) Процесс расстановки точек по описанным выше правилам повторяется пять тысяч раз. При извлечении значений высоты снега из растра, в каждой точке вносится случайная ошибка, моделирующая погрешность единичного измерения, связанная с технической стороной промера глубин (к примеру, с наклоном лавинного щупа). Среднеквадратическое отклонение для случайной ошибки «измерения» было принято 2 см [Réveillet и др., 2017]. Далее, на каждой из пяти тысяч итераций, рассчитывается средняя высота снежного покрова по точкам псевдовыборки и сравнивается с её средним значением по растру, принятым ранее за эталон. Из пяти тысяч попыток рассчитывается среднеквадратическая ошибка, которая и принимается искомой погрешностью для заданного числа измерений.

6) Поскольку ледник Альдегонда уменьшается со временем по площади, одинаковое количество точек в разные годы будет давать различную *плотность* сетки измерений. Кроме того, эмпирические кривые должны быть пригодны для использования на соседних ледниках, которые также отличаются по своей площади (как минимум, на леднике Западный Грэнфьорд). Следовательно, абсолютные значения количества промеров не годятся для построения кривых.

Эти значения необходимо нормализовать путём деления на площадь ледника, отобразив по горизонтальной оси *плотность измерений* на квадратный километр.

Полученные рассмотренным выше образом эмпирические кривые были аппроксимированы математическим уравнением, которое позволяет рассчитать погрешность средней высоты снега для любого произвольного количества точек измерений и любого коэффициента вариации, что позволяет использовать их далее для решения практических задач. Наилучшим образом для их аппроксимации годится дробно-линейная функция, в качестве которой предлагается использовать следующее уравнение:

$$\frac{30 \times Cv}{x} + 5Cv \quad (12)$$

где  $x$  — плотность промеров высоты снега в точках на  $\text{км}^2$ , значения коэффициентов подобраны методом наименьших квадратов по эмпирическим кривым, а итоговое значение погрешности будет выражено в процентах относительно средней величины. Пример сглаженных кривых погрешности, рассчитанных на основе уравнения, показаны на Рисунке 3.6.

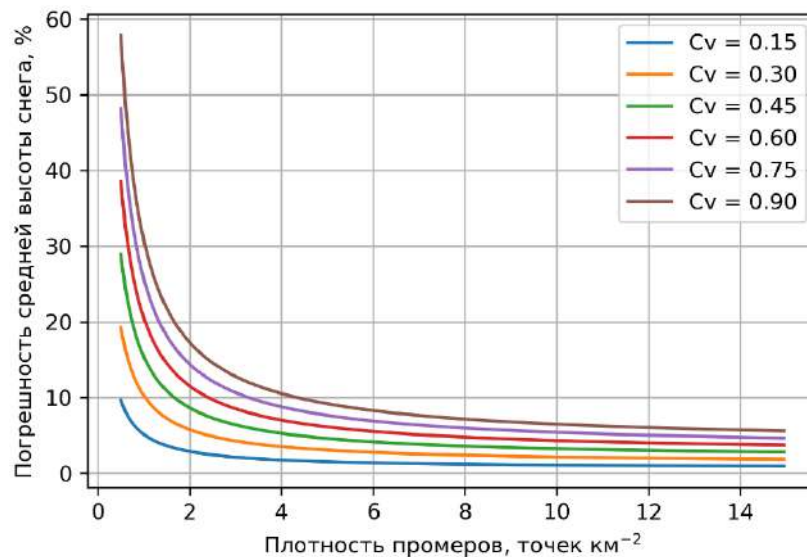


Рисунок 3.6 — Эмпирические кривые для определения относительной погрешности средней по леднику высоты снежного покрова (по [Терехов, Василевич, Прохорова, 2023])

Видно, что перегиб кривой расположен в области 7–8 точек на  $\text{км}^2$ : при количестве измерений менее этого числа, погрешность начинает резко возрастать, а более — плавно уменьшается. С практической точки зрения, это означает, что плотность сетки в 7–8 точек на  $\text{км}^2$  является оптимальной при проведении снегомерных съёмки на ледниках в районе Баренцбурга.

Полученные с использованием уравнения (12) значения погрешностей сопоставимы по абсолютной величине с погрешностями годовых балансов массы: типовые значения в 0,2 м в.э. хорошо согласуются с оценками, приведёнными в опубликованных ранее работах, касающихся масс-балансового мониторинга [Galos и др., 2017; Klug и др., 2018; Zemp и др., 2013].

Систематическая составляющая ошибки методом бутстрэп не оценивается. Систематическая ошибка может возникать в результате попадания лавинным щупом в слои льда внутри снежной толщи вместо поверхности ледника, недоучёта лавинного накопления по краям ледника и т.п. [Zemp и др., 2013]. Кроме того, для ледников, на которых снег летом не тает полностью, при измерениях возможна ошибка с определением поверхности прошлого года.

Оценка погрешности определения интегральной плотности снега проводится по гораздо более упрощённой методике в силу того, что этих измерений гораздо меньше. Как следствие, применение метода бутстрэп, требующее наличия детального проинтерполированного растра значений, невозможно. Поэтому в качестве погрешности принимается СКО значений плотности из всех шурфов на каждый год мониторинга. При малом количестве шурфов (например, на леднике Альдегонда в 2020 г. — 3 шурфа), такая оценка дает нереалистично малый результат. В эти годы за погрешность принимается максимальное историческое значение.

#### 3.4.4 Оценка погрешности геодезического метода

Источники ошибок при расчётах баланса массы ледника геодезическим методом условно делятся на две группы: связанные с получением исходных ЦМР и связанные непосредственно с расчётом баланса [Zemp и др., 2013]. Первая группа включает в себя либо ошибки интер- и экстрполяции отдельных измерений в растр высот, что характерно для наземных топографических работ, либо ошибки, связанные с сенсором и средством его размещения (при получении ЦМР на основе фотограмметрических, лидарных или альтиметрических работ). Вторая группа включает в себя погрешности взаимной пространственной привязки ЦМР, их перепроецирования или передискретизации, а также погрешности прочих величин, задействованных в расчётах, к примеру, площади ледника. В процессе оценки погрешности геодезического баланса массы, все указанные факторы были так или иначе учтены.

В первую очередь была выполнена процедура для устранения систематической ошибки во взаимной привязке ЦМР, используемых для определения изменений объёма ледников. Для расчётов геодезического баланса массы ледника Альдегонда в 2008–2013 гг. необходимо было выполнить взаимную привязку ЦМР, являющейся частью датасета S0 Terrenmodell и фрагмента ЦМР (так называемого «strip») модели рельефа ArcticDEM (разрешение 2 м). Для этого был применен пакет «demcoreg» [Shean и др., 2016], реализующий на языке Python алгоритм корегистрации Nuth и Kaab [2011], используя в качестве опорной ЦМР S0 Terrenmodell. Процедура использует только те из пикселей ЦМР, которые не попадают внутрь контура ледников, то есть расположенные на условно устойчивой поверхности.

Поскольку топографическая съемка ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд проводилась только на их изменяющейся во времени поверхности, для их привязки к фрагментам ArcticDEM и расчёта балансов по интервалам времени 2013–2018 и 2015–2019 гг., соответственно, подобную процедуру корегистрации применить невозможно. Вместо этого воспользуемся тремя геодезическими пунктами и несколькими линейными топографическими профилями, снятыми ГНСС-методами за пределами ледника, сдвинув ЦМР на медианную величину абсолютных высотных отклонений точек в этих профилях относительно ArcticDEM.

Далее рассмотрим процесс оценки *случайной* погрешности геодезического баланса массы. Из формулы определения изменения объёма ледника путём вычитания двух разновременных ЦМР (4), следует, что случайная погрешность объёма будет равна:

$$\sigma_{\Delta V}^2 = r^4 k \sigma_{\Delta h} \quad (13)$$

где  $\sigma_{\Delta h}$  — погрешность определения изменения высоты пикселей,  $r$  — их линейный размер, а  $k$  — их количество. Показатель  $\sigma_{\Delta h}$  найден во всех трёх случаях на основе нескольких контрольных точек на устойчивой поверхности вокруг ледников, как СКО разностей их высот. Полученные значения равны: 0,89 м (2008–2013 гг.) и 0,31 м (2013–2018 гг.) для ледника Альдегонда, и 0,54 м (2013–2019 гг.) для ледника Западный Грэнфьорд.

Следующим шагом является расчет погрешности среднего по ледника снижения поверхности ( $A$ ), равного  $\Delta V/S$ , на основе найденной ранее погрешности  $\sigma_{\Delta V}$  и ошибки определения площади ледника  $\sigma_S$ :

$$\sigma_A^2 = A^2 \left( \left( \frac{\sigma_{\Delta V}}{\Delta V} \right)^2 + \left( \frac{\sigma_S}{S} \right)^2 \right) \quad (14)$$

что даёт для ледника Альдегонда значения 0,06 и 0,07 м, а для ледника Западный Грэнфьорд — 0,04 м. Наконец, дополнив оценку погрешности доверительным интервалом плотности льда  $\sigma_\rho$ , получим искомую погрешность в единицах водного эквивалента:

$$\sigma_B^2 = B^2 \left( \left( \frac{\sigma_A}{A} \right)^2 + \left( \frac{\sigma_\rho}{\rho} \right)^2 \right) \quad (15)$$

Полученные по формуле (15) погрешности составляют 0,32 и 0,44 м в.э. для двух пятилетних интервалов расчёта геодезического баланса ледника Альдегонда (около 7% от величин баланса), и 0,40 м в.э. для ледника Западный Грэнфьорд, единственный интервал расчета для которого включает около 4,5 балансовых лет.

## Выводы

В третьей главе диссертационного исследования приведен подробный обзор всех имеющихся данных мониторинга на ледниках Альдегонда и Западный Грэнфьорд. Описан процесс гомогенизации балансовых рядов с учетом наиболее релевантных вспомогательных данных, требуемых для гляциологических расчетов. Показано, что высоты реек, ранее использованные в годовых отчетах о полевых работах, имеют в отдельных случаях ошибки в первые десятки метров, а высотное распределение ледника Альдегонда меняется во времени. По наиболее актуальным цифровым моделям рельефа рассчитаны высотные распределения ледников, более близкие к годам мониторинга, нежели использовавшиеся ранее. Кроме того, автором выполнены геодезические работы, необходимые для точной взаимной привязки моделей рельефа, без которой невозможен расчёт геодезического баланса массы с приемлемой точностью.

Рассмотрены различия в масс-балансовых показателях, полученных для ледников ранее, до проведения процедуры гомогенизации, и после неё. Показано, что типовые значения этих различий составляют около двух дециметров водного эквивалента. Подобное сравнение подтверждает важную роль *вспомогательных* данных в вычислениях (а не только самих масс-балансовых измерений) и обосновывает актуальность идеи поиска в рядах систематических ошибок, которые могут возникать из-за использования в различные периоды времени разных по точности, не всегда актуальных вспомогательных данных.

Частичная утеря метаданных, таких как точные координаты измерений высоты снежного покрова, либо самих данных (измерений по абляционным рейкам) не позволяет в дальнейшем провести некоторые оценки, к примеру, пространственного распределения глубины и плотности снежного покрова, для всех лет мониторинга. Вторым следствием является невозможность гомогенизации ранних лет мониторинга, до 2008 г, на леднике Альдегонда.

Ряды годовых показателей баланса массы, как и результаты любых физических измерений, имеют случайную погрешность, оценке которой посвящён отдельный параграф. До настоящего времени при мониторинге баланса массы ледников в районе Баренцбурга комплексной оценки этой погрешности не производилось. Авторы зачастую ограничивались лишь упоминанием сравнительно небольшой по модулю инструментальной ошибки единичного измерения, обходя стороной вопросы точности интер- и экстраполяции измерений на всю поверхность ледника, составляющих основную величину итоговой погрешности. При этом, оценка случайных погрешностей важна не только для сравнения величин, полученных на одном леднике за разные годы, но и для сравнения кумулятивного гляциологического и геодезического балансов за аналогичные промежутки времени. Такое сравнение необходимо для выявления и количественной оценки возможной систематической ошибки в измерениях.

Автор отмечает, что в своей работе он вынужден пользоваться русскоязычной «калькой» с известных английских терминов в области масс-балансовых исследований. Последнее обобщение русскоязычной терминологии было составлено около 40 лет назад, и на данный момент недостаточно полно отражает современные общепринятые методы и практики гляциологических измерений.

Предложенная в 2013 г. методика гляциологического реанализа рядов масс-балансовых наблюдений, до сих пор не нашедшая применения в отечественных мониторинговых работах, использована автором для обработки наблюдений с ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд. Результаты этого реанализа и выводы о пространственной и временной изменчивости баланса массы изучаемых ледников изложены в следующей главе. Поскольку одно из основных направлений деятельности Росгидромета, подведомственной организацией которого является ФГБУ «ААНИИ», — мониторинг окружающей среды, то научно-практические выводы об эффективной организации масс-балансового мониторинга, сформулированные далее в исследовании, могут быть внедрены в практику дальнейших исследований Росгидромета, в том числе и в долговременный гляциологический мониторинг на архипелагах Шпицберген и Северная Земля.

## Глава 4 Изменчивость баланса массы ледников в районе Баренцбурга

### 4.1 Общая характеристика баланса массы ледников

Рассчитанные на основе полевых измерений значения годового ( $B_a$ ), зимнего ( $B_w$ ) и летнего ( $B_s$ ) балансов для ледников Западный Грэнфьорд и Альдегонда представлены в Таблицах 4.1 и 4.2, соответственно. Все годовые показатели, за 16 балансовых лет наблюдений на леднике Альдегонда и за 9 лет на леднике Западный Грэнфьорд, были отрицательными. При этом, ледник Альдегонда теряет массу более интенсивно, что связано с более низким расположением её поверхности. Наименее отрицательные значения  $B_a$  за период параллельного мониторинга на двух ледниках пришлось на 2013/14 г. ( $-0.67 \pm 0.16$  м в. э., Альдегонда и  $-0.60 \pm 0.18$  м в. э., Западный Грэнфьорд), наиболее отрицательные — на 2019/20 и 2020/22 г. В предшествующий период, когда наблюдения проводились только на леднике Альдегонда, был измерен исторический минимум потери льда, составивший в 2009/10 г. всего  $-0.24 \pm 0.14$  м в. э.

По сведениям Noël и соавторов [2020], начиная с 1985 г., средняя высота границы питания на ледниках Шпицбергена составляет 450–500 м. По представленным ранее графикам высотного распределения поверхности рассматриваемых ледников (Рисунок 3.5) видно, что выше этой границы лежат всего 2% площади ледника Альдегонда и около 6% площади ледника Западный Грэнфьорд. На основе линейных аппроксимаций баланса массы, которые применялись для расчета средних по ледникам величин (формула 3), измеренные на абляционных рейках значения были экстраполированы на недоступные для наблюдений верховья. Таким образом были получены высоты снеговой линии на каждый балансовый год (Таблица 4.1 и Таблица 4.2). Из расчётов можно заключить, что ледник Альдегонда полностью потерял на сегодняшний день зону аккумуляции. Доля площади зоны аккумуляции от общей площади поверхности (AAR, от англ. *accumulation-to-area ratio*) за все годы не превосходит 1%, а в 2019/20 балансовом году высота снеговой линии достигла самой верхней точки ледника, уменьшив значение AAR до нуля. Вероятно, остатки фирна всё ещё существуют в южной, наиболее высоко расположенной и недоступной для пешего исследования части ледника Альдегонда, но их возможная площадь ограничена 1–2% от общей площади.

На леднике Западный Грэнфьорд, согласно визуальным наблюдениям ФГБУ «ААНИИ» в ходе пеших обследований, за последнее десятилетие несколько процентов поверхности в верховьях очищаются от снега к концу лета не полностью. Наиболее низкое положение снеговой линии, сразу за рейкой 6 на высоте около 400 м н.у.м., наблюдалось в конце августа 2019 г. (Рисунок 3.2) Тем не менее, ледник Западный Грэнфьорд к настоящему времени также практически потерял зону аккумуляции, поскольку снег в верховьях не переживает дольше двух–



трёх лет, а в отдельные годы тает полностью. По результатам георадарной съёмки 2019 г., в диапазоне высот 540–550 м н.у.м присутствуют остатки фирновой зоны суммарной площадью около 3–4% от общей площади ледника [Terekhov и др., 2022].

Результаты расчета зимних балансов по данным снегомерных съёмок обобщены в Таблицах 4.1 и 4.2. Несмотря на систематическое различие в значениях годового баланса массы, вызванное более низким расположением поверхности ледника Альдегонда, значения  $B_w$  совпадают для рассматриваемых ледников в пределах погрешности. Это означает, что осадков в окрестностях ледника Западный Грэнфьорд выпадает несколько меньше (количественная оценка дана ниже в параграфе 4.3 Межгодовая изменчивость). Всего показатель  $B_w$  изменялся в пределах от +0,36 до +0,75 м в.э. на леднике Западный Грэнфьорд (2015/16 и 2014/15 гг., соответственно) и от +0,36 до +0,85 м в.э. на леднике Альдегонда (2001/02 и 2011/12 гг.). Данные по двум составляющим зимнего баланса — высоте снежного покрова и его интегральной плотности — перечислены в Таблицах 4.5 и 4.6. Для ледника Западный Грэнфьорд наибольшая средняя высота снега в 1,82 м была зафиксирована весной 2014 г. Наименьшая высота снега в 1,13 м наблюдалась дважды, весной 2016 и 2018 гг. На леднике Альдегонда наибольшая средняя по леднику высота снега в 2,00 м измерена весной 2008 г. Однако, зимний баланс массы за этот год не стал максимальным за историю мониторинга из-за низкой плотности снежного покрова. Наименьшая высота снега в 1,08 м измерена весной 2018 г.

Таблица 4.1 — Показатели баланса массы ледника Западный Грэнфьорд

Балансовый год	Средний по леднику баланс, м в.э.			Высота снеговой линии, м (вычисленная)
	Годовой ( $B_a$ )	Зимний ( $B_w$ )	Летний ( $B_s$ )	
2013/14	-0,60±0,18	0,67±0,20	-1,27±0,27	490
2014/15	-0,88±0,24	0,75±0,23	-1,63±0,33	470
2015/16	-1,19±0,21	0,36±0,19	-1,56±0,29	570
2016/17	-1,92±0,23	0,60±0,19	-2,53±0,30	850
2017/18	-1,19±0,22	0,44±0,16	-1,63±0,27	450
2018/19	-0,78±0,20	0,56±0,31	-1,34±0,36	390
2019/20	-2,01±0,26	0,48±0,12	-2,46±0,28	640
2020/21	-0,86±0,21	Неопубл.	—	410
2021/22	-2,12±0,25	Неопубл.	—	790

Таблица 4.2 — Показатели баланса массы ледника Альдегонда

Балансовый год	Средний по леднику баланс, м в.э.			Высота снеговой линии, м (вычисленная)
	Годовой ( $B_a$ )	Зимний ( $B_w$ )	Летний ( $B_s$ )	
1975/76	-1,10			
...	измерений не выполнялось			
2001/02	—	+0,36	—	
2002/03	-1,61	+0,56	-2,17	
2003/04	-1,71	+0,46	-2,23	
2004/05	-1,41	+0,68	-1,99	
2005/06	-1,31	+0,71	-2,05	
2006/07	—	+0,69±0,12	—	
2007/08	-0,32±0,14	+0,78±0,05	-1,10±0,15	520
2008/09	-0,58±0,15	+0,69±0,05	-1,27±0,15	560
2009/10	-0,24±0,14	+0,73±0,06	-0,97±0,15	440
2010/11	—	+0,79±0,04	—	—
2011/12	—	+0,85±0,12	—	—
2012/13	—	—	—	—
2013/14	-0,67±0,16	+0,63±0,03	-1,30±0,16	530
2014/15	-1,03±0,23	+0,77±0,11	-1,80±0,26	590
2015/16	-1,88±0,25	+0,54±0,12	-2,42±0,27	550
2016/17	-1,89±0,25	+0,63±0,06	-2,52±0,26	590
2017/18	-1,70±0,22	+0,38±0,04	-2,08±0,22	580
2018/19	-1,21±0,23	+0,51±0,08	-1,72±0,25	530
2019/20	-2,19±0,24	+0,44±0,18	-2,63±0,30	650
2020/21	-1,40±0,26	+0,58±0,03	-1,95±0,26	550
2021/22	-2,13±0,25	+0,51±0,03	-2,64±0,25	720

Отрицательный баланс ледников за период мониторинга привёл к сокращению их площади. Из работы Martín-Español et al. [2015] известна площадь ледника Западный Грэнфьорд по состоянию на весну 2010 года, равная  $18,08 \pm 1,45 \text{ км}^2$ . Сравнивая это значение с площадью в конце сезона абляции 2019 года, полученной с привлечением результатов топографической съёмки автора ( $16,42 \pm 0,33 \text{ км}^2$ ), получим, что за десятилетие ледник уменьшился на  $1,66 \text{ км}^2$ , то есть на 9%. Максимальное отступление края ледника за этот период составляет 200 метров.

Для ледника Альдегонда сокращение площади за период мониторинга составляет около 20%: по наиболее близкому к началу мониторинговой программы снимку ASTER на 4 июля 2003 г. (разрешение 15 м/пикс), площадь ледника составила  $6,66 \pm 0,13 \text{ км}^2$ . В конце сезона абляции 2021 г. площадь уменьшилась до  $5,26 \pm 0,09 \text{ км}^2$  (определено по снимку спутника Sentinel-2), то есть на  $1,40 \pm 0,16 \text{ км}^2$ .

## 4.2 Пространственная изменчивость на поверхности ледников

### 4.2.1 Годовой баланс

Известно, что для ледников Шпицбергена, как и для большинства горных ледников в мире, справедлива зависимость баланса массы от высоты над уровнем моря (см. напр.: [Hagen и др., 2003; Pelt van и др., 2019; Schuler и др., 2020]). Графики этой зависимости для исследуемых ледников представлены на Рисунках 4.1 и 4.2. Показанные на графиках линии аппроксимации баланса массы, построенные методом наименьших квадратов, были использованы ранее при расчётах среднего по поверхности рассматриваемых ледников значения. Уравнения аппроксимирующих функций были приведены выше (формула 3).

Для каждого из балансовых лет на рисунках также помещено значение коэффициента детерминации  $R^2$ , показывающего, какую долю изменчивости исследуемого признака, таяния льда, объясняет выбранный предиктор — высота над уровнем моря. Из высоких значений (0,92–0,98), рассчитанных для ледника Западный Грэнфьорд (Рисунок 4.2) можно было бы заключить, что влияние других факторов среды на таяние льда пренебрежимо мало. Однако, эти значения, скорее всего, серьезно завышены из-за особенностей выборки: количество абляционных реек на леднике Западный Грэнфьорд в 2–4 раза меньше, чем на леднике Альдегонда; кроме того, их расположение таково, что ни в одном из высотных диапазонов нет нескольких реек. Поэтому, значительно более низкие значения  $R^2$ , полученные для ледника Альдегонда, характеризуются меньшей погрешностью и лучше отражают действительность. Отметим, что в отдельные годы показатель  $R^2$  составляет для ледника Альдегонда менее 0,5, следовательно, иные факторы в подобных случаях «перевешивают» влияние вертикальных градиентов температуры воздуха и осадков.

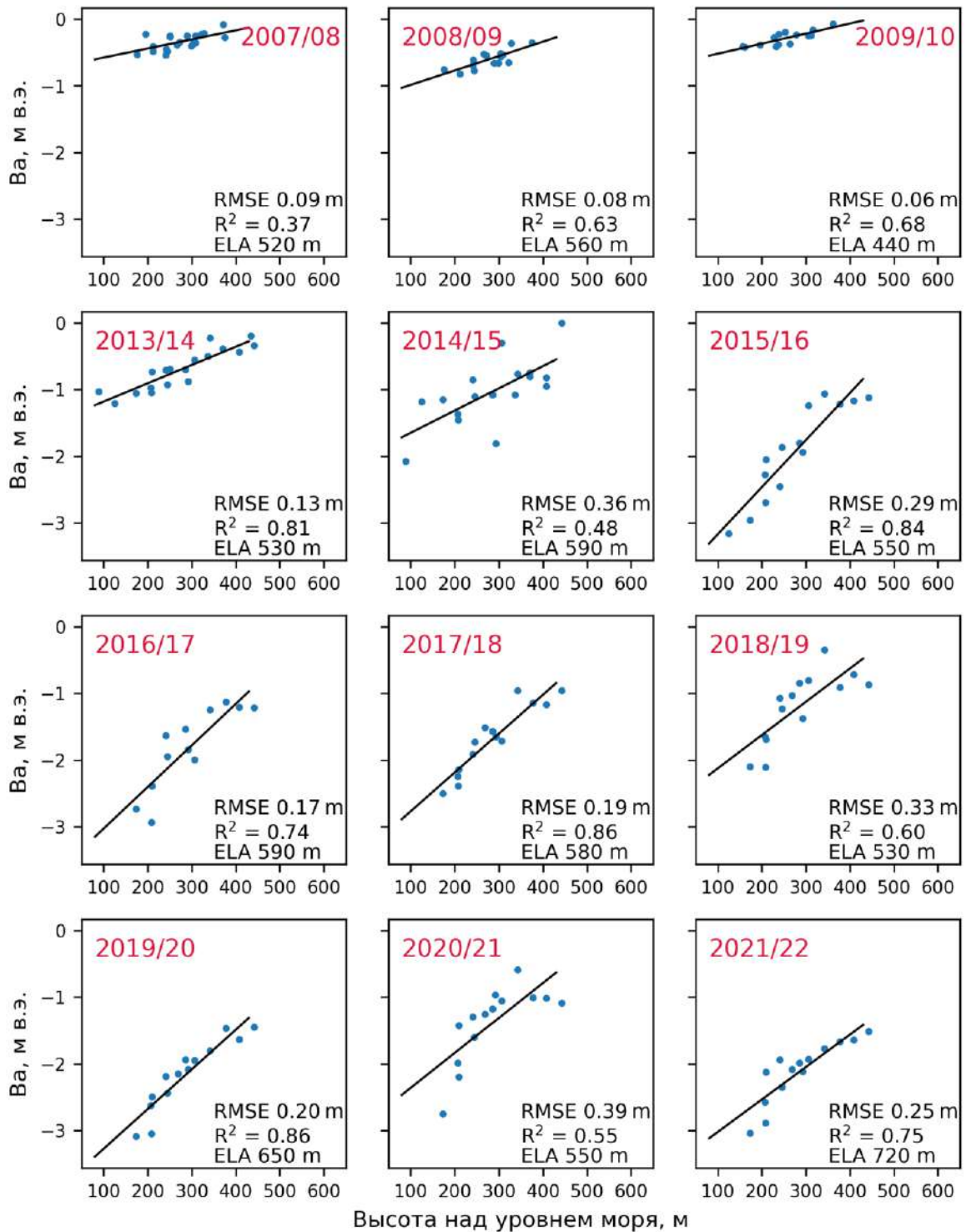


Рисунок 4.1 — Диаграммы зависимости баланса массы, измеренного на абляционных рейках на леднике Альдегонда, от высоты над уровнем моря

На диаграммах указаны значения СКО измеренных значений от аппроксимирующей прямой (RMSE), значения коэффициента детерминации ( $R^2$ ), а также высота снеговой линии (ELA)

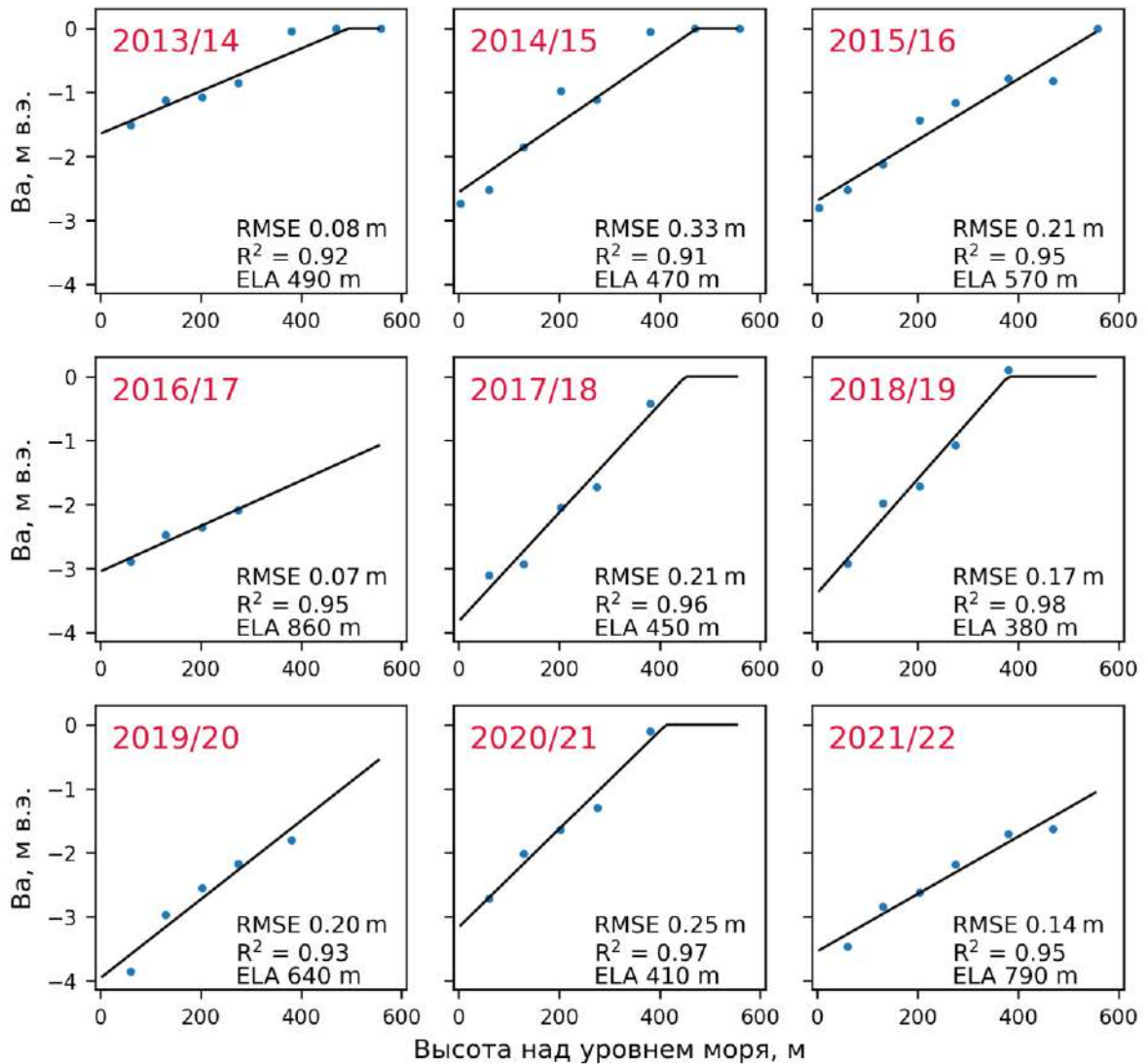


Рисунок 4.2 — Диаграммы зависимости баланса массы, измеренного на абляционных рейках на леднике Западный Грэнфьорд, от высоты над уровнем моря

На диаграммах указаны значения СКО измеренных значений от аппроксимирующей прямой (RMSE), значения коэффициента детерминации ( $R^2$ ), а также высота снеговой линии (ELA)

Несмотря на то, что связь между балансом массы ледников и высотой над уровнем моря неоспорима, она не объясняет всей картины пространственной изменчивости абляции, осложняемой особенностями топографии и микроклимата [Paterson W. S. B., 1994]. Эти факторы, включающие ветровое и лавинное перераспределение твёрдых осадков, эффекты затенения рельефом, а также неравномерность альбедо поверхности, в общем случае от высоты не зависят [Fountain, Vecchia, 1999; Ivanov и др., 2022]. Ранее в статье Сидоровой и др. [2019] была выдвинута гипотеза о том, что различия в таянии ледников залива Грэнфьорд могут определяться локальными факторами, определяющими инсоляцию поверхности. Подобное предположение вполне обоснованно с учётом того, что коротковолновая радиация преобладает в приходной части теплового баланса ледников Шпицбергена, расположенных ниже современной снеговой линии [Arnold и др., 2006; Prokhorova и др., 2023; Zou и др., 2021; Прохорова и др., 2021].

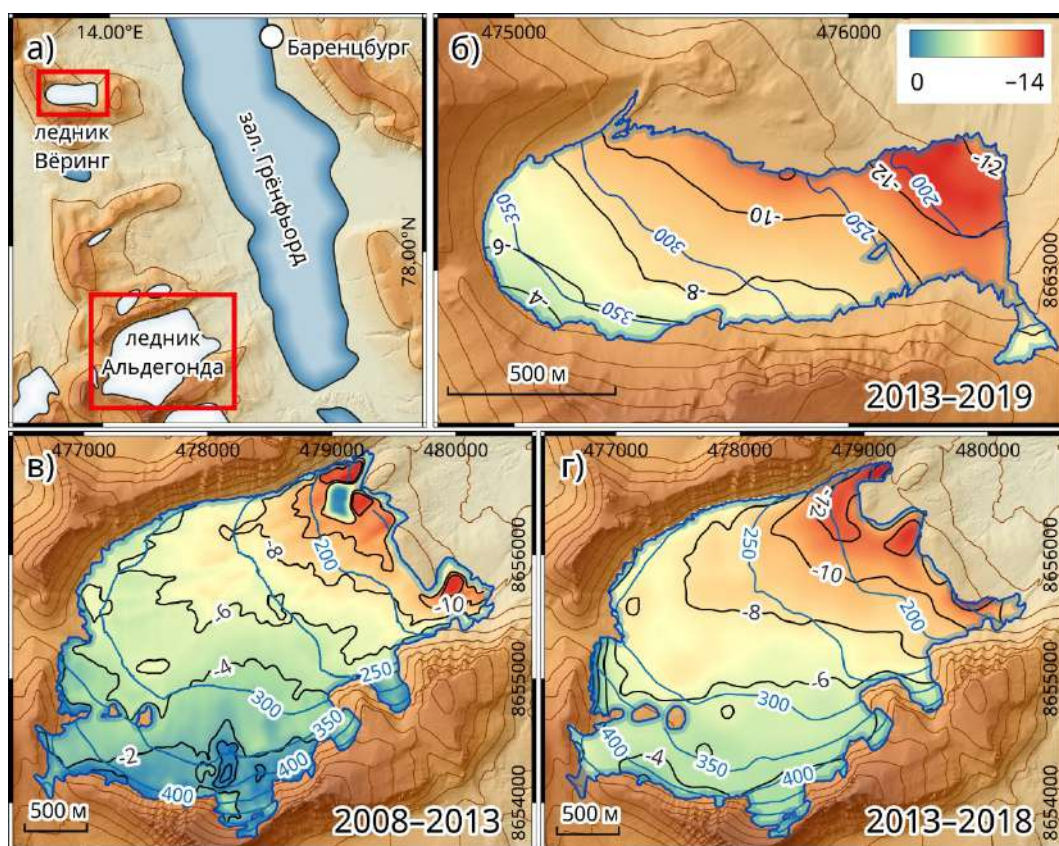
Влияние различий инсоляции на пространственную картину таяния поверхности поверхности было установлено ранее в ряде работ для ледников как умеренных, так и высоких широт. В частности, в работе [Vincent, Six, 2013] на основе результатов мониторинга на леднике Сен Сорлен во Французских Альпах, было показано, что распределение величины годового баланса массы на поверхности тесно коррелирует с величиной приходящего потока солнечной радиации при ясном небе (англ. potential solar radiation). Olson и Rupper [2019] при помощи моделирования той же физической величины исследовали эффекты затенения ледников бортами долин в высокогорных регионах Центральной Азии, придя к выводу, что различия в таянии соседних ледников этот в значительной степени определяется этим механизмом. Для ледников заполярья подобная связь была продемонстрирована в работе [Носк, 1999] на примере ледника Storglaciären в Швеции. Эмпирическая модель таяния в зависимости от градусо-дней тепла была дополнена расчётом величины потока солнечной радиации при ясном небе, в результате чего она стала лучше отражать пространственные особенности таяния льда, а также с большей точностью воспроизводить среднесуточные величины абляции.

Для ледников района Баренцбурга подобных примеров, иллюстрирующих зависимость пространственного распределения таяния от условий инсоляции, до сих пор продемонстрировано не было. Наиболее показательными объектами для исследования этой зависимости могут являться ледники, лежащие в глубоких горных долинах, расположенных широтно, таким образом, что затенение бортов и различия в экспозиции создают выраженный контраст в динамике абляции различных участков поверхности. В изучаемом районе такими объектами являются ледники Вёринг и Альдегонда. Проведённые автором работы по определению баланса их массы геодезическим методом дают гораздо более детальную пространственную картину таяния, нежели используемые для ежегодного мониторинга абляционные рейки [Terekhov и др., 2023; Терехов и др., 2020a].

Для получения данных о распределении величины инсоляции на ледниках Вёринг и Альдегонда был рассчитан поток приходящей коротковолновой радиации при ясном небе на основе алгоритма «Potential Incoming Solar Radiation» из ГИС «SAGA GIS». Алгоритмом учитывается как астрономический фактор, то есть суточное и годовое движение Солнца, так и морфометрический — экспозицию и уклон поверхности, а также затенение окружающими формами рельефа [Böhner, Antonić, 2009]. Моделирование теплового потока выполнялись для обоих ледников на основе ЦМР ArcticDEM за период времени с 15 июля по 15 сентября, условно принятый за сезон абляции льда в исследуемом районе: исчезновение снежного покрова и отступление снеговой линии вверх по ледникам начинается в первую декаду июля, а в середине сентября температура воздуха становится отрицательной, и абляция на поверхности ледников прекращается [Terekhov и др., 2023; Прохорова и др., 2023].

На рисунке 4.3 видно, что снижение поверхности ледников Вёринг и Альдегонда ожидаемо зависит от высоты: таяние максимально вблизи края ледника и минимально в верховьях. Тем не менее, для ледника Альдегонда видно, что снижение поверхности ледника различается вдоль левого и правого борта (северного и южного, соответственно) при равных высотах. Наиболее выражено это в центральной части, где изолинии таяния заходят далеко вверх по поверхности у левого борта, а затем, пересекая изогипсы в 200 и 250 м над уровнем моря, спускаются гораздо ниже у правого борта (см. рисунок 4.3в, г). Таким образом, ледник делится по продольной оси на две неравные части, для которых характерны разные зависимости абляции от высоты. Для ледника Вёринг подобная картина наблюдается в центральной части ледника, где изолиния снижения поверхности в 10 м поднимается на севере практически на 50 м выше по леднику, чем в южной, предположительно более затенённой области.

На рисунке 4.4 показаны результаты расчетов среднего потока приходящей солнечной радиации при ясном небе на поверхности ледников Вёринг и Альдегонда за период с 15 июля по 15 сентября. Показанные на рисунке значения инсоляции носят приблизительный характер, поскольку могут меняться в зависимости от выбранных параметров прозрачности атмосферы и солнечной постоянной. Однако, для дальнейшего анализа важны именно относительные изменения величины плотности потока по поверхности рассматриваемых ледников.



Данные о рельефе © Норвежский полярный институт

Рисунок 4.3 — Расположение ледников Вёринг и Альдегонда (а), а также изменение высоты их поверхности в метрах: ледник Вёринг в 2013–2019 гг. (б), ледник Альдегонда в 2008–2013 (в) и в 2013–2018 гг. (г)

Для ледника Альдегонда расчетные значения потенциального потока приходящей солнечной радиации при ясном небе в целом выше, чем для ледника Вёринг, и имеют диапазон около  $100 \text{ Вт/м}^2$ , от 85 до  $185 \text{ Вт/м}^2$  (см. рисунок 4.4). Максимум инсоляции приходится на северную часть ледника, в то время как минимальные значения распределены вдоль южного борта. Объяснением различий в инсоляции северной и южной частей ледника Альдегонда служит форма его поверхности. Из-за её вогнутости, левый борт площадью около трети от всей поверхности имеет экспозицию, близкую к южной (см. рисунок 4.4), при том, что ледник в целом вытянут с юго-запада на юго-восток. Кроме того, на правую сторону ледника приходится затенение от южного борта долины.

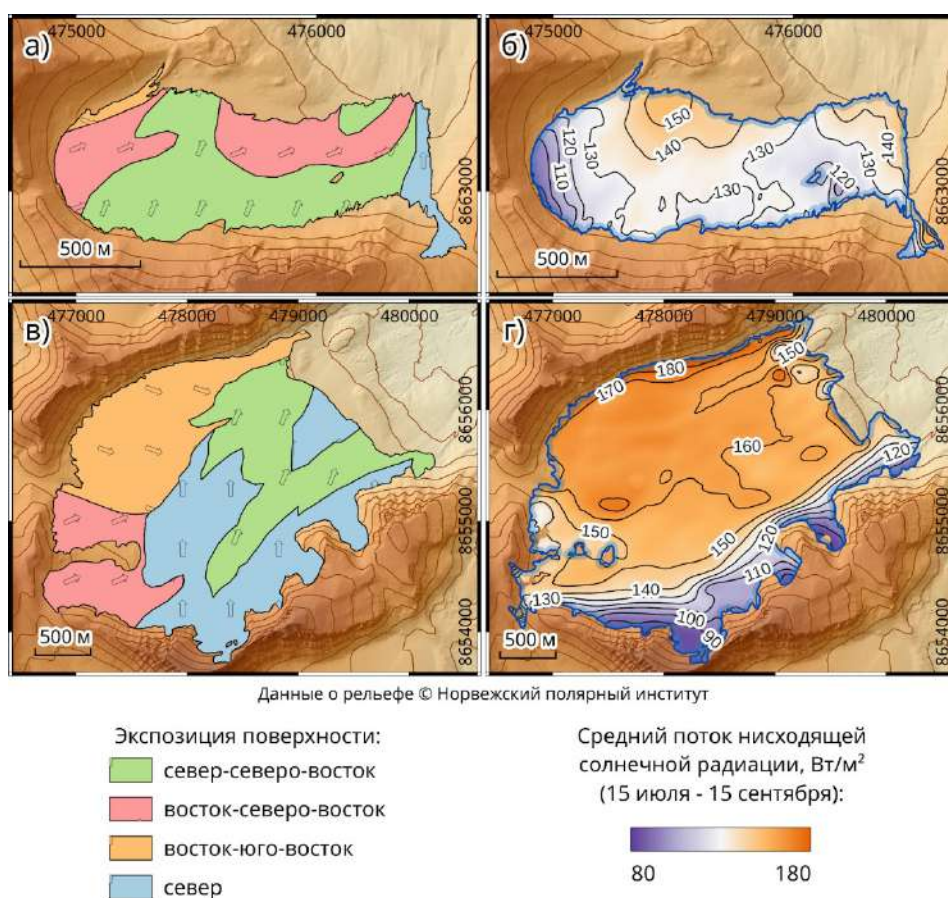


Рисунок 4.4 — Экспозиция поверхности, а также приходящий поток солнечной радиации при ясном небе на поверхности ледников: Вёринг (а, б) и Альдегонда (в, г)

Осредненный расчетный поток в пределах северной и южной частей ледника Альдегонда составляет  $165$  и  $139 \text{ Вт/м}^2$ , то есть среднее различие в инсоляции составляет около  $26 \text{ Вт/м}^2$ . Отметим, что приведенные значения превышают фактические, поскольку были рассчитаны для условий максимальной прозрачности атмосферы (0,7) и ясного неба. В действительности, из-за рассеяния значительной части потока солнечной радиации, вызванного облачностью, атмосферными газами и аэрозолями, контраст между фактическими значениями должен быть ниже  $26 \text{ Вт/м}^2$ .



Для ледника Вёринг характерны более низкие значения инсоляции, что обусловлено затенением стенками кара. При этом, несмотря на сравнительную однородность экспозиции поверхности, пространственная картина приходящего потока солнечной радиации довольно сложна, что в наибольшей степени обусловлено особенностями окружающего рельефа. Наибольшую освещенность имеют самые низовья ледника и область к северо-западу от центра, разделённые более затенённым участком поверхности (см. рисунок 4.4). Условной границей между более и менее освещенными частями ледника можно считать изолинию в  $130 \text{ Вт/м}^2$ .

Чтобы количественно охарактеризовать влияние морфометрического фактора — сочетания экспозиции поверхности и её уклона, а также затенения горным обрамлением — на абляцию поверхности ледников, рассмотрим графики зависимости таяния от высоты над уровнем моря в совокупности с третьей величиной — рассчитанным приходящим потоком солнечной радиации при ясном небе (Рисунок 4.5).

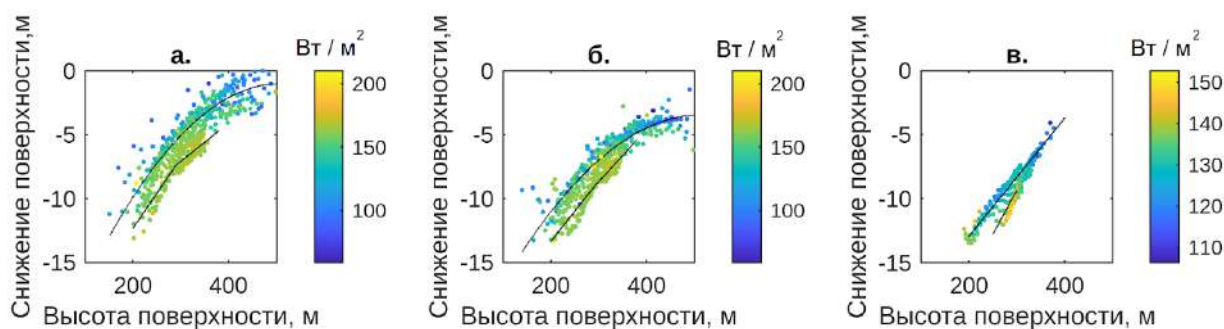


Рисунок 4.5 — Зависимость снижения поверхности ледников от высоты над уровнем моря и приходящего потока солнечной радиации при ясном небе (а — ледник Альдегонда, 2008–2013 гг., б — ледник Альдегонда, 2013–2018 гг., в — ледник Вёринг, 2013–2019 гг.)

На рисунке 4.5 видно, что высотная зависимость для рассматриваемых ледников «разветвляется» в соответствии с различиями в инсоляции. Так, точки на поверхности ледника Альдегонда, принадлежащие более освещённой его части, действительно подвержены большему таянию. Разница в пятилетней величине абляции на более и менее освещенных частях ледника, рассчитанная как разность между линиями трендов, составляет 2,1 м в оба временных периода. Эта величина составляет 40 и 30% от суммарного снижения поверхности в периоды 2008–2013 и 2013–2018 гг. Линии трендов абляции для северной и южной частей практически параллельны друг другу, то есть выявленное различие не зависит от высоты. Если разделить полученное суммарное значение на пять балансовых лет, получится различие в таянии в 0,40 м льда в год, или, если принять плотность ледникового льда равной  $0,88 \text{ кг м}^{-3}$ , в 0,36 м в.э. в год.

Для ледника Вёринг на графике также видны два основных «ответвления» высотной зависимости с некоторым количеством точек между ними (Рисунок 4.5). Ледник делится на освещённую и затенённую части менее очевидным образом, нежели Альдегонда, поскольку его поверхность более однородна с точки зрения экспозиции. Количественно оценить влияние

неравномерности инсоляции на таяние нагляднее всего проследить на высоте 250 м над уровнем моря, где оно имеет наиболее сильный размах на графике (Рисунок 4.5). Снижение поверхности на этой высоте имеет диапазон в 2,2 м льда (от 7,7 до 9,9 м льда), или 1,85 м в.э. за весь рассматриваемый период, составляя 25% от суммарной за шестилетний период величины.

При анализе зависимости таяния льда от величины приходящей солнечной радиации по отдельным диапазонам высот (Рисунок 4.6) оказывается, что в каждом из пятидесятиметровых интервалов наблюдается статистически значимый тренд таяния ( $\alpha = 0,05$ ). Коэффициенты корреляции между таянием и инсоляцией изменяются от  $-0,33$  до  $-0,62$  на леднике Альдегонда и от  $-0,50$  до  $-0,92$  на леднике Вёринг (Таблица 4.3).

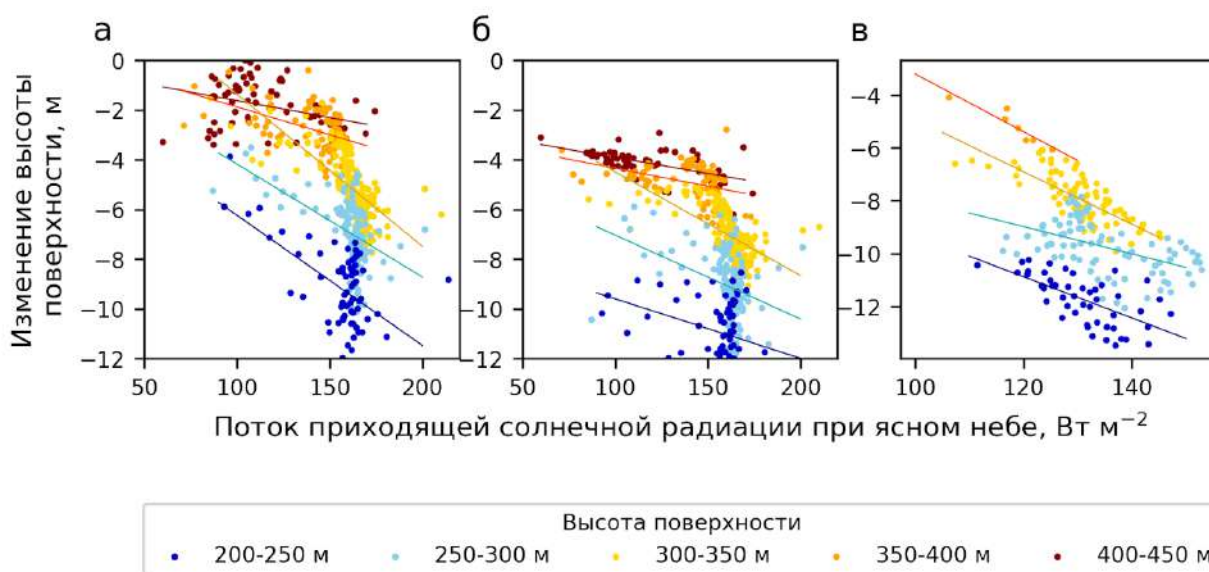


Рисунок 4.6 — Зависимость изменения высоты поверхности ледников от приходящего потока солнечной радиации при ясном небе (а — ледник Альдегонда, 2008–2013 гг., б — ледник Альдегонда, 2013–2018 гг., ледник Вёринг, 2013–2019 гг.)

Таблица 4.3 — Связь между приходящим потоком коротковолновой радиации при ясном небе и снижением поверхности ледников Альдегонда и Вёринг, по высотным интервалам

Интервал высот, м н.у.м.	Ледник Альдегонда				Ледник Вёринг	
	2008–2013 гг.		2013–2018 гг.		2013–2019 гг.	
	Коэффициент корреляции Пирсона	Градиент абляции, м льда на 10 Вт/м <sup>2</sup>	Коэффициент корреляции Пирсона	Градиент абляции, м льда на 10 Вт/м <sup>2</sup>	Коэффициент корреляции Пирсона	Градиент абляции, м льда на 10 Вт/м <sup>2</sup>
200–250	–0,59	0,52	–0,62	0,24	–0,64	0,78
250–300	–0,52	0,45	–0,40	0,34	–0,50	0,51
300–350	–0,67	0,61	–0,61	0,42	–0,75	0,99
350–400	–0,47	0,22	–0,36	0,14	–0,92	1,09
400–450	–0,37	0,14	–0,33	0,13	—	—

Наглядным образом охарактеризовать влияние неравномерной инсоляции на таяние поверхности можно путём сравнения с высотным градиентом таяния (Таблица 4.4). По осредненным величинам таяния в пределах более и менее освещенных частей ледников (см. рисунок 4.5) максимальные различия в абляции для разных по инсоляции областей составляют 2,1 м льда за пять сезонов для Альдегонды и 2,2 м льда за шесть сезонов для Вёринга. Это соответствует различиям в слое абляции в  $0,36 \text{ м в.э. год}^{-1}$  (Альдегонда) и  $0,32 \text{ м в.э. год}^{-1}$  (Вёринг). Одновременно с тем, высотный градиент таяния (см. рисунок 4.5) составляет: для ледника Альдегонда — 4,0–4,6 м льда на 100 м высоты за пять лет (на высоте 275 м над у.м., пик высотного распределения ледника), или  $0,70\text{--}0,81 \text{ м в.э. } 100 \text{ м}^{-1} \text{ год}^{-1}$ ; для ледника Вёринг — 4,1 м льда на 100 м высоты за пять лет, или  $0,53 \text{ м в.э. } 100 \text{ м}^{-1} \text{ год}^{-1}$ . Таким образом, различия, вызванные неравномерной освещенностью поверхности рассматриваемых ледников, эквивалентны разности в 45–60 м высоты (Таблица 4.4), что немало по отношению к небольшому высотному диапазону ледников в этой части Шпицбергена [Чернов, Муравьев, 2018].

Таблица 4.4 — Различия в толщине слоя абляции льда, вызванные неравномерностью инсоляции и высотным градиентом таяния, на ледниках Альдегонда и Вёринг

Ледник	Период, гг.	Различие в абляции льда для областей с более и менее высокой инсоляцией		Высотный градиент абляции льда		Разница в высоте поверхности ледника, которой эквивалентны различия инсоляции м высоты
		м льда за период	м в.э. год <sup>-1</sup>	м льда 100 м <sup>-1</sup> за период	м в.э. 100 м <sup>-1</sup> год <sup>-1</sup>	
Альдегонда	2008–2013	2,1	0,36	4,0	0,70	50
Альдегонда	2013–2018	2,1	0,36	4,6	0,81	45
Вёринг	2013–2019	2,2	0,32	4,1	0,53	60

Следовательно, слой абляции за один и тот же сезон может отличаться на поверхности соседних ледников даже при равной температуре воздуха и её высотном градиенте. Это позволяет выдвинуть гипотезу, что разница в сезонном таянии ледников в окрестностях Баренцбурга достигает максимума в те годы, когда поток фактической солнечной радиации максимален, и наоборот: при небольшом потоке радиации эти различия сглаживаются. Примером подобного отличия в таянии рассмотрен в статье Сидоровой и др. (2019), где показано, что толщина стаявшего за сезон слоя льда на равных высотах над уровнем моря имеет существенную разницу для трёх ледников, Альдегонды, Западного и Восточного Грэнфьорда. Проверка этой гипотезы не проста, поскольку из-за неоднородности облачного покрова над изучаемой территорией, простая экстраполяция актинометрических измерений в одной точке на весь район

будет неточна. Следовательно, подобная проверка требует синхронных мониторинговых измерений солнечной радиации на всех изучаемых ледниках.

Как было показано выше, величина приходящего потока солнечной радиации при ясном небе хорошо отражает пространственные особенности поверхностной абляции ледников района Баренцбурга, и, кроме того, довольно проста для расчёта, поскольку требует в качестве исходных данных только ЦМР [Терехов, Прохорова, Демидов, 2023]. Поэтому сравнение абляции соседних ледников Шпицбергена гораздо информативнее проводить на основе именно этого показателя, а не по одному лишь направлению продольной оси ледника, как это делалось в предыдущих работах [Чернов и др., 2018]. Такой подход может давать неоднозначные результаты, причисляя, например, ледник Альдегонда к ледникам северо-восточной экспозиции, хотя в действительности он не является таковым (Рисунок 4.4). Подобная ориентация характерна всего для трети ледника; ещё треть, напротив, имеет экспозицию близкую к южной, обеспечивая вместе с отсутствием затенённости повышенное таяние (выше в среднем на  $0,36 \text{ м в.э. год}^{-1}$ ).

Полученный результат затрагивает тему репрезентативности мониторинговых сетей на ледниках Шпицбергена. На нескольких ледниках архипелага абляционные рейки установлены одним продольным «высотным» профилем вдоль оси ледника [Aas et al., 2016; Terekhov et al., 2022]. Вопрос того, насколько такое расположение реек репрезентативно с точки зрения условий инсоляции на поверхности ледника, никогда не рассматривался для мониторинговых программ архипелага Шпицберген. На леднике Альдегонда абляционные рейки распределены более равномерно по поверхности, но их количество на более и менее освещенных частях никак не пропорционально площадям этих частей. Всё это является очевидным источником систематической ошибки при расчётах среднего по леднику значения баланса массы, а как показывают результаты нашего исследования, погрешность относительно среднего значения может составлять первые дециметры в год. Следовательно, для контроля результатов мониторинга необходимы периодическое повторение топоъемки (к примеру, раз в пять лет) и расчёт баланса массы геодезическим методом.

#### 4.2.2 Зимний баланс

Процесс снегонакопления на поверхности ледников в той или иной мере определяется высотой над уровнем моря. Это является следствием существования вертикального градиента осадков и частичного таяния снега, происходящего в низовьях ледников во время оттепелей, предшествующих снегомерным съёмкам [Lehning, Grünwald, Schirmer, 2011; Vincent, Six, 2013]. Также в качестве предикторов с разной степенью успеха исследователями применялись различные морфометрические величины: угол уклона, экспозиция, расстояние до ближайшего

борта и другие [Réveillet и др., 2017]. Поскольку в случае ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд углы уклона и экспозиция сами по себе зависят от высоты, для дальнейшего анализа, помимо высоты, был выбран показатель кратчайшего расстояния до скального обрамления.

Для ледника Альдегонда возможно провести анализ пространственного распределения по поверхности как величины зимнего баланса  $b_w$ , так и двух её составляющих — высоты снежного покрова и интегральной плотности снега (Таблица 4.5), поскольку они измеряются по квазирегулярной сетке.

Таблица 4.5 — Корреляции основных характеристик снежного покрова ледника Альдегонда с выбранными морфометрическими величинами

\* — в качестве погрешности принято максимальное историческое значение,  
\*\* — расчёт невозможен в силу малого числа точек

Балансовый год	Высота снежного покрова			Интегральная плотность снега		
	Средняя, м	Корреляция с высотой	Корреляция с близостью к бортам долины	Средняя, кг/м <sup>3</sup>	Корреляция с высотой	Корреляция с близостью к бортам долины
2001/02	1,00	—	—	362±29	—	—
2002/03	значения неизвестны					
2003/04	1,24	0,0	0,0	374±50	0,4	0,2
2004/05	1,94	0,4	-0,1	351±63*	—	—
2005/06	1,53	0,9	0,0	467±39	0,1	0,2
2006/07	1,84±0,03	0,7	-0,2	374±63*	-0,5	-0,3
2007/08	2,00±0,04	0,6	0,1	390±23	0,6	0,3
2008/09	1,88±0,03	0,4	-0,1	368±25	0,3	-0,2
2009/10	1,69±0,03	0,6	0,0	432±33	0,0	0,1
2010/11	1,96±0,03	—	—	404±20	—	—
2011/12	1,94±0,03	0,5	-0,2	438±63*	—	—
2012/13	измерений не проводилось					
2013/14	1,72±0,03	—	—	367±14	—	—
2014/15	1,77±0,04	—	—	433±60	—	—
2015/16	1,83±0,03	0,6	-0,4	294±63	-0,2	0,0
2016/17	1,46±0,03	0,5	-0,4	429±43	0,6	-0,7
2017/18	1,08±0,03	0,5	-0,6	352±36	0,4	-0,3
2018/19	1,51±0,03	0,7	-0,5	340±50	0,7	-0,8
2019/20	1,39±0,04	0,2	-0,3	316±63*	—**	—**

Результаты расчет связи основных параметров снежного покрова ледника Альдегонда с выбранными морфометрическими характеристиками противоречивы (Таблица 4.5). Высота снежного покрова ожидаемо прямо пропорциональна высоте над уровнем моря практически за все зимы. Зависимость от близости к борту регулярно наблюдается только в последние пять лет мониторинга, но имеет околонулевые коэффициенты корреляции до перерыва в наблюдениях, случившегося в 2012/13 г. Если отбросить в качестве возможного объяснения какие-либо изменения в методике полевых съёмок, произошедших после перерыва, можно сделать вывод о том, что период времени до 2012/13 г. может характеризоваться иным набором климатических характеристик, определяющих ветровое перераспределения снега.

Для интегральной плотности снега коэффициенты корреляции в целом ниже, чем для его высоты, причём в отдельные годы знаки меняются на противоположный. Например, весной 2006/07 г. плотность снега уменьшается с высотой, а в последующем сезоне — увеличивается. Таким образом, постоянной зависимости плотности снега от высоты над уровнем моря обнаружить не удаётся. В результате, зимний баланс  $b_w$  в некоторые годы проявляет линейную корреляцию с высотой и с расстоянием до борта, а в некоторые сезоны — нет.

Для ледника Западный Грэнфьорд проанализировать возможно только пространственное распределение высоты снежного покрова, измеряемое по гораздо более густой сети точек, нежели плотность. Схема наблюдений за плотностью снега, состоящая из двух профилей, не позволяет провести достоверную интерполяцию по площади. Поэтому, для величины плотности возможно проследить связь только с высотой, а распределения  $b_w$  по поверхности проанализировать не удастся (Таблица 4.6).

Таблица 4.6 — Корреляции основных характеристик снежного покрова ледника Западный Грэнфьорд с выбранными морфометрическими величинами

Балансовый год	Высота снежного покрова			Интегральная плотность снега	
	Средняя, м	Корреляция с высотой	Корреляция с близостью к бортам долины	Средняя, кг/м <sup>3</sup>	Корреляция с высотой
2013/14	1,82±0,06	—	—	374±16	0,54
2014/15	1,81±0,06	—	—	437±38	-0,68
2015/16	1,13±0,04	0,88	-0,28	323±87	-0,45
2016/17	1,60±0,04	0,74	-0,30	371±40	-0,18
2017/18	1,13±0,04	0,84	-0,22	388±30	-0,07
2018/19	1,38±0,05	0,96	-0,15	408±62	0,23
2019/20	1,37±0,10	0,43	-0,03	327±15*	-0,25
2020/21	1,55±0,06	0,66	-0,07	Неопубл.	Неопубл.

Высота снежного покрова обнаруживает хорошую зависимость от высоты, которая, однако, обнаруживается только при большом числе измерений (Таблица 4.6). Аналогичным образом, при большем количестве точек снегомерных съёмок обнаруживается слабая отрицательная корреляция (около  $-0,3$ ) с близостью к скальному обрамлению долины: чем ближе к борту ледника, тем высота снега выше. Поэтому до конца не ясно, являются ли межгодовые изменения в величине связи следствием «технических» особенностей проведения снегомерных съёмок, или в действительности отражают флуктуации климатических факторов.

Интегральная плотность снега на поверхности ледника Западный Грэнфьорд не проявляет зависимости от высоты над уровнем моря (Рисунок 4.7). Как следствие, подобной зависимости не проявляет и величина зимнего баланса  $b_w$ . По этой причине при расчётах среднего по леднику зимнего баланса  $B_w$  в данной работе используется усреднённое между шурфами значение плотности, без деления на высотные зоны.

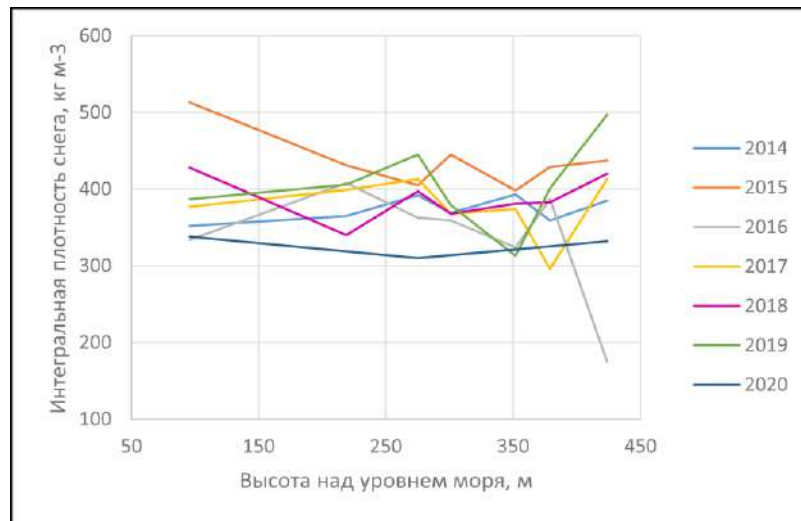


Рисунок 4.7 — Отсутствие связи между интегральной плотностью снежного покрова и высотой над уровнем моря для ледника Западный Грэнфьорд в 2014–2020 гг.

Таким образом, для рассматриваемых ледников показано, что высота снежного покрова имеет умеренную либо тесную связь с высотой над уровнем моря, и более слабую отрицательную корреляцию с расстоянием до борта ледника. Значения коэффициентов корреляции снижаются в те годы, когда количество точек съёмки (см. Таблицы 3.2 и 3.1) было уменьшено, поэтому однозначно определить, ответственны ли за это снижение какие-либо климатические факторы, либо оно является кажущимся из-за изменения выборки, невозможно. Следовательно, с точки зрения анализа климатических связей, для мониторинговых снегомерных съёмок важна преобладание в схеме полевых работ.

Пространственное распределение запасов воды в снежном покрове, наблюдаемое по состоянию на конец весны, проявляет зависимость от высоты над уровнем моря только в отдельные сезоны. Основной причиной является отсутствие устойчивой корреляции между интегральной плотностью снега и высотой, наблюдаемое для обоих ледников. Этот факт

приводит к сложности моделирования зимнего баланса массы изучаемых ледников пространственно-распределенными методами, делая снегомерные съёмки незаменимым источником данных о снежном покрове в районе Баренцбурга.

#### 4.2.3 Скорости движения льда

Измеренные годовые величины горизонтальных смещений абляционных рек на леднике Альдегонда представлены на Рисунке 4.8. Ледник отчётливо делится вдоль на две части: южную, где лёд в настоящее время ещё испытывает некоторое движение, и северную, которая может считаться неподвижной (по крайней мере, движущейся медленнее  $10 \text{ см год}^{-1}$ , что является пределом точности измерений). Наблюдаемое распределение скоростей в целом совпадает с уклонами ложа ледника: наибольшая скорость зафиксирована в южной, наиболее наклонной его части. В нижней части ледника течение льда расходится в стороны от ригеля, показавшегося из-под льда в 2008 году. Таким образом, изменения в геометрии поверхности ледника Альдегонда должны полностью определяться балансом её массы, поскольку движение льда крайне незначительно.

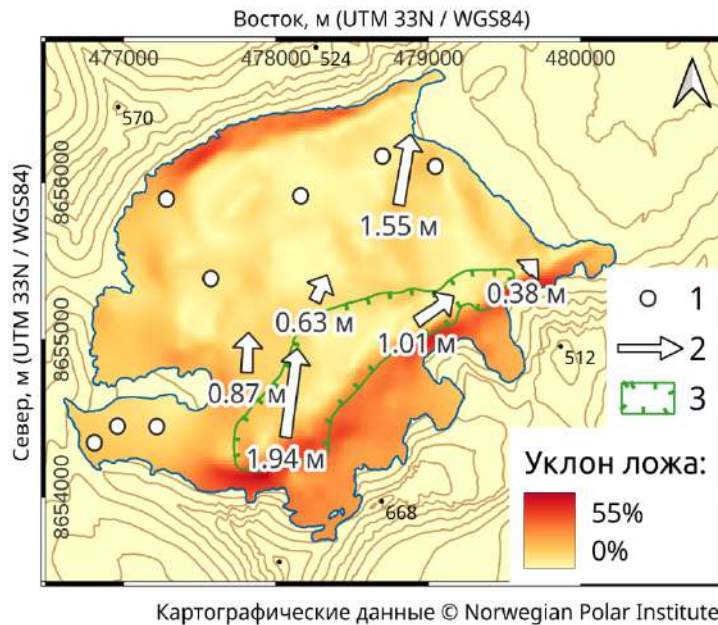


Рисунок 4.8 — Годовые перемещения абляционных рек, измеренные в 2018–2019 гг. (а) и уклоны ложа ледника Альдегонда (б)

1 — незначимые перемещения (менее точности измерений), 2 — значимые перемещения и их величина, 3 — контур тёплого льда

Годовые горизонтальные смещения абляционных рек, измеренные в 2018–2019 гг. на леднике Западный Грэнфьорд, имеют большую величину и увеличиваются снизу-вверх от  $0,50 \pm 0,10$  до  $4,50 \pm 0,10$  м. Однако, две самые верхние рейки в восточном каре измерить не удалось из-за их пешей недоступности (Рисунок 4.9). Полученные значения несколько больше, чем



измеренные на Альдегонде, но также крайне малы. Представленные скорости могут быть ограниченно репрезентативными для ледника в целом: выпуклость изолиний снижения поверхности вниз по склону показывает на Рисунке 4.9 частичную компенсацию поверхностного таяния движением льда вдоль двух основных линий тока, начинающихся из обоих каров. Поэтому измерения, проводимые на абляционных рейках между этими двумя линиями, могут недооценивать скорости движения ледника.

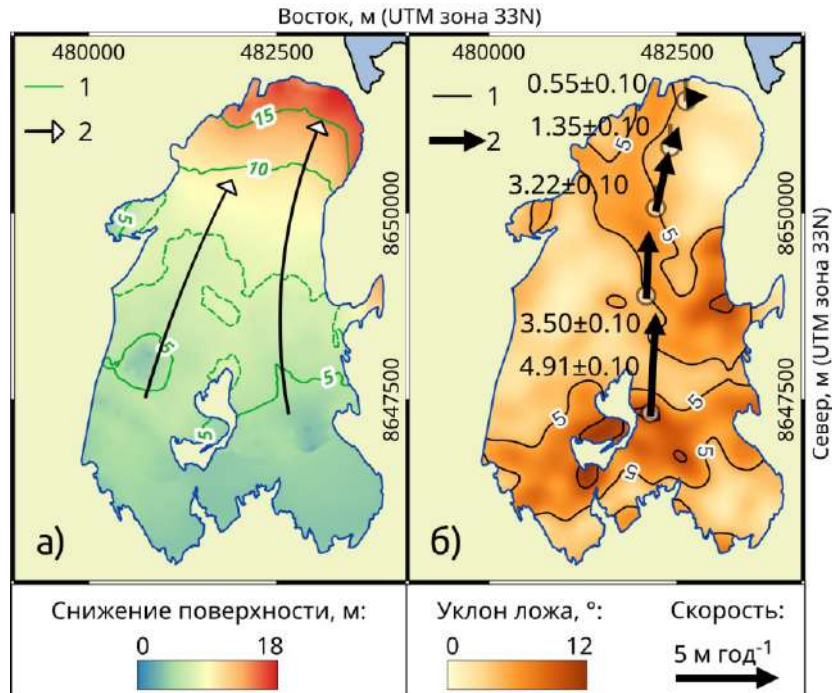


Рисунок 4.9 — Снижение поверхности ледника Западный Грёнфьорд в 2015–2019 гг. (а) и измеренные скорости движения льда (б)

Полученные значения скоростей являются крайне низкими, что характерно для горных ледников, оканчивающихся на суше и имеющих малые уклоны ложа. Остаётся неизвестным, на сколько изменяются скорости по сезонам и год от года. Известно, что некоторые из ледников Шпицбергена обладают способностью к сёрджевым подвижкам. Количественные оценки пульсирующих ледников на архипелаге разнятся в очень широком диапазоне — от 15 до 90% [Wangenstein, Weydahl, Hagen, 2007]. Возможно, в недавнем прошлом, во время Малого ледникового периода, оба рассматриваемых объекта относились ледникам подобного типа. Так, Кокин и Кириллова [Кокин, Кириллова, 2017] на основе палеогеографических свидетельств обосновали возможность сёрджевой подвижки ледника Западный Грёнфьорд, что привело к появлению напорной морены из морских отложений, а Мавлюдов и Кудиков [2019] высказали гипотезу о пульсации ледника Альдегонда. Однако, во время постоянного присутствия человека в районе исследования, то есть с начала 20-го века, существенных подвижек рассматриваемых ледников задокументировано не было. По-видимому, изменения скоростей движения льда в последние десятилетия незначительны.

### 4.3 Межгодовая изменчивость

#### 4.3.1 Связи с основными климатическими характеристиками

Многочисленные исследования показывают, что баланс массы арктических ледников наиболее чувствителен к изменениям температуры воздуха летом [Gardner и др., 2011; Pelt van и др., 2012]. Эта величина может быть количественно охарактеризована несколькими показателями, такими как средняя температура летних месяцев или годовая сумма положительных температур (*PDD*, англ. *positive degree-days*). В данной работе используются обе величины; за «лето» принят интервал с июня по сентябрь включительно, поскольку эти четыре месяца имеет среднюю температуру воздуха выше нуля. Предположение автора о том, что суммы градусо-дней могут быть информативнее средней температуры июня–сентября  $T_{6-9}$ , основано на большей изменчивости этой величины за рассматриваемый период. Так, 2016/17 и 2018/19 балансовые годы одинаковы по средней температуре  $T_{6-9}$ , составившей  $+4.9^{\circ}\text{C}$ , но значения *PDD* для них разнятся примерно на 10% (670 против 610 градусо-дней, соответственно). Графики зависимости баланса массы от основных метеовеличин представлены на Рисунках 4.10 и 4.11.

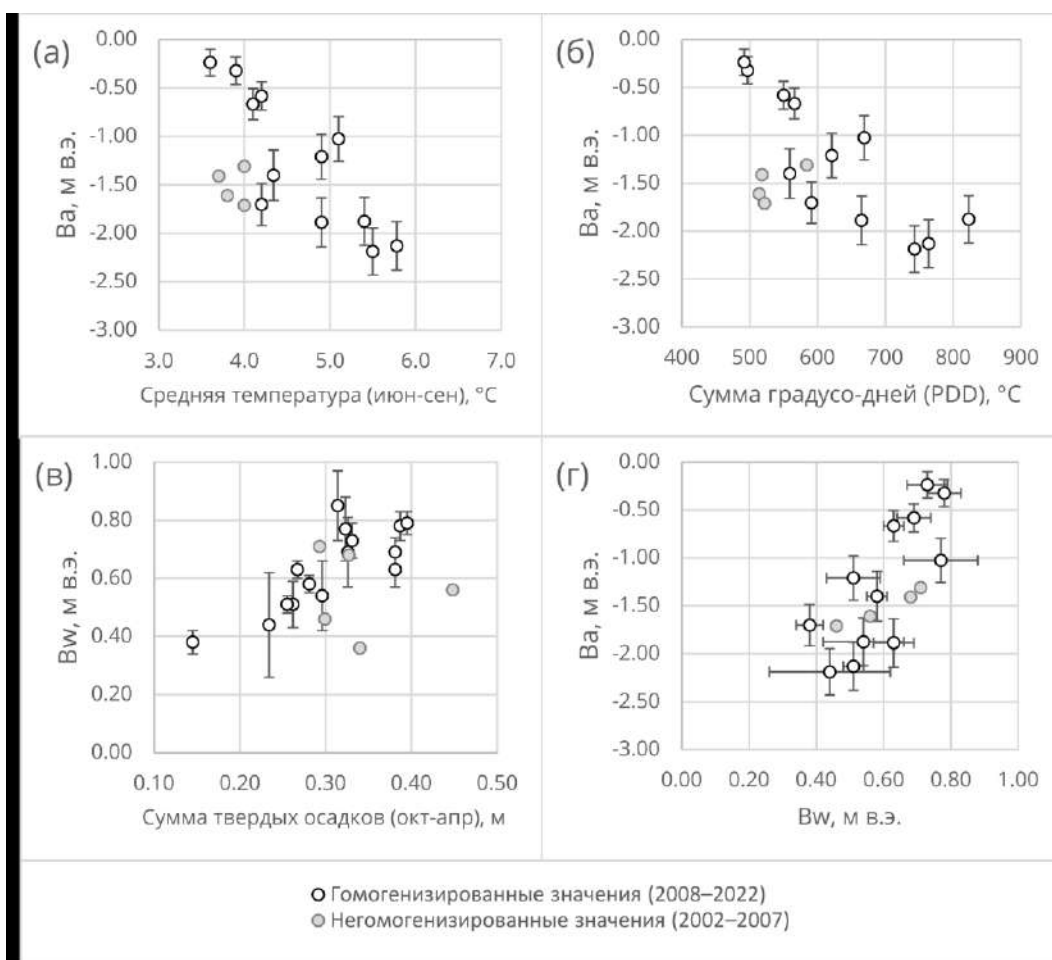


Рисунок 4.10 — Зависимости между показателями баланса массы ледника Альдегонда и основными метеопараметрами, измеренными на метеостанции Баренцбурга

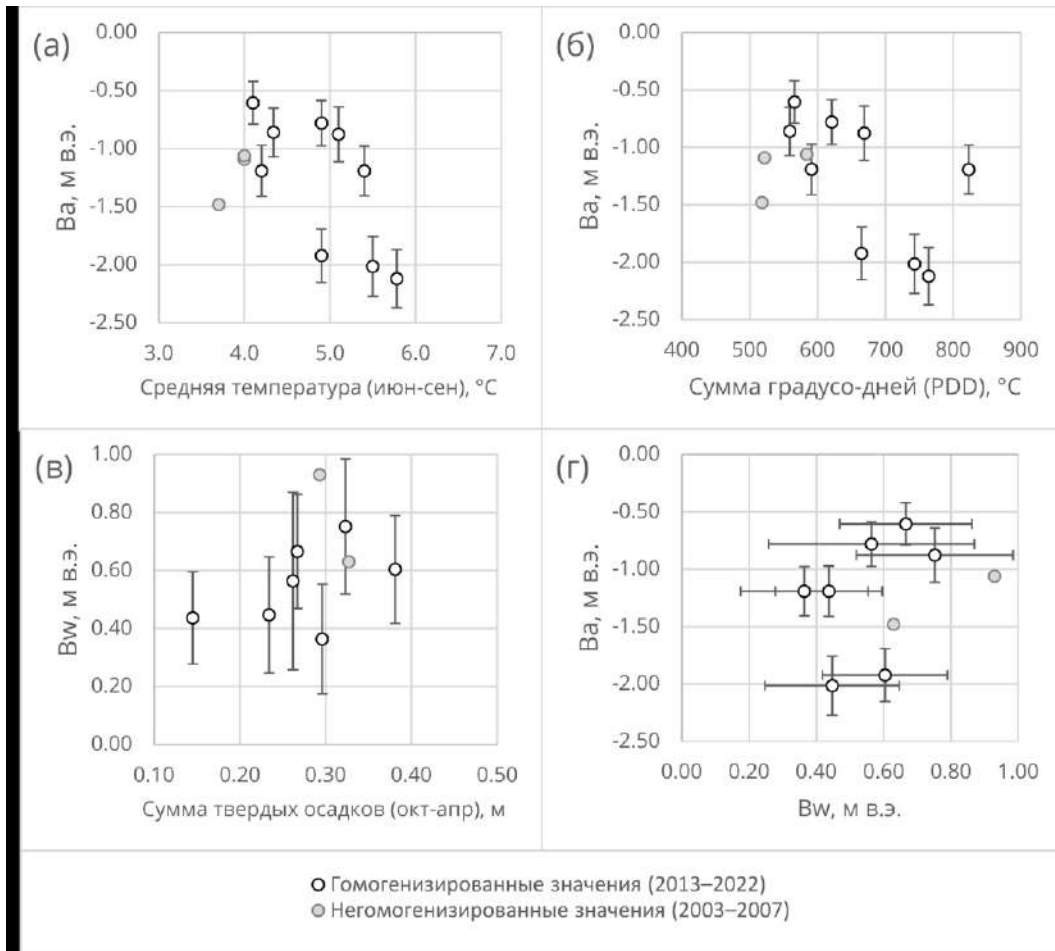


Рисунок 4.11 — Зависимости между показателями баланса массы ледника Западный Грэнфьорд и основными метеопараметрами, измеренными на метеостанции Баренцбурга

Для ледника Альдегонда коэффициенты линейной корреляции между  $B_a$  и  $T_{6-9}$  и между  $B_a$  и  $PDD$  оказались равны, составив  $-0,83$ . Указанные значения рассчитаны для гомогенизированной части масс-балансового ряда, состоящей из двенадцати балансовых лет (2007/08–2021/22 гг., с трёхлетним перерывом). Добавление начального периода мониторинга, для которого известны только средние по леднику величины (2002/03–2005/06 гг.), заметно снижает величины корреляции до  $-0,60$  и  $-0,65$ , соответственно.

Для ледника Западный Грэнфьорд величина линейной корреляции между  $B_a$  и  $T_{6-9}$  также ожидаемо отрицательна, но меньше по модулю, чем для ледника Альдегонда, и равна  $-0,68$  (2013/14–2021/22 гг.). Корреляция между  $B_a$  и  $PDD$  за аналогичный период времени составляет  $-0,61$ . Добавление первых трёх балансовых лет измерений на леднике, результаты которых не могут быть гомогенизированы (2003/04–2005/06 гг.), заметно снижает величины корреляции до  $-0,51$  и  $-0,50$ , соответственно, как и в случае с ледником Альдегонда.

Масс-балансовые показатели ледника Альдегонда несколько лучше коррелируют с метеопараметрами, измеренными на метеостанции Баренцбурга, нежели аналогичные показатели ледника Западный Грэнфьорд, расположенного на 5–6 км дальше от метеостанции (Таблица 4.7). Это можно объяснить тем, что по мере увеличения расстояния от метеостанции,

репрезентативность её наблюдений снижается. Однако, анализ зависимостей показывает аномальность  $B_a$ , измеренного на леднике Западный Грэнфьорд в 2015/16 г. На графиках (Рисунок 4.11) видно, что баланс, измеренный в этот год, наиболее удалён от выявленных эмпирических закономерностей: так, лето было сравнительно тёплым, а предшествующая зима малоснежной, но показатель  $B_a$  не только не стал рекордно отрицательным, но даже не приблизился к двум имеющимся отрицательным пикам (2016/17 и 2019/20 гг.). Если исключить результаты 2015/16 г. из анализа корреляционных зависимостей, коэффициенты корреляции для ледника Западный Грэнфьорд значительно улучшаются: для  $B_a-T_{6-9}$  они увеличиваются по модулю от -0,68 до -0,73, для  $B_a-PDD$  увеличиваются с -0,61 до -0,84. Такие величины получаются сопоставимыми с полученными для ледника Альдегонда.

Таблица 4.7 — Значения коэффициентов линейной корреляции между основными масс-балансовыми показателями исследуемых ледников и метеорологическими параметрами, измеренными в Баренцбурге

Ледник	Интервал времени	Число лет	$B_a-PDD$	$B_a-T_{6-9}$	$B_w-P_{solid}$	$B_a-B_w$
Альдегонда	2007/08–2021/22 гг. (гомогенизированная часть ряда)	12	-0,83	-0,83	0,80	0,76
	2002/03–2021/22 гг. (с добавлением не гомогенизированной части ряда)	16	-0,60	-0,65	0,50	0,72
Западный Грэнфьорд	2013/14–2021/22 гг. (гомогенизированная часть ряда, без 2015/16 г.)	9	-0,84	-0,73	0,69	0,51
	2013/14–2021/22 гг. (гомогенизированная часть ряда)	8	-0,61	-0,68	0,48	0,40
	2003/04–2005/06, 2013/14– 2019/20 гг. (с добавлением не гомогенизированной части ряда)	13	-0,50	-0,51	0,40	0,34

Аномальное значение  $B_a$ , полученное для ледника Западный Грэнфьорд в 2015/16 г. и резко снижающее все значения корреляций, признать ошибочным нельзя. Во-первых, были измерены *все* установленные на леднике абляционные рейки, что исключает влияние ошибок экстраполяции. Во-вторых, возможная ошибка в 0,7...0,8 м в.э. слишком велика, чтобы быть вызванной опечаткой в полевом журнале или единичной ошибкой при расчётах. Подобную ошибку можно получить, грубо ошибившись почти на метр водного эквивалента на *каждой* рейке, что едва ли возможно. Аномальный год можно попытаться объяснить резким снижением репрезентативности метеостанции Баренцбурга для областей к югу от залива Грэнфьорд в отдельные годы. В южной части ледника Западный Грэнфьорд, на перевале в верховьях, расположен ледораздел со значительно более крупным ледником, Фритьёфом. Поскольку одно

из двух преобладающих летом в рассматриваемом районе направлений ветра является юго-юго-восточное (Рисунок 2.6), можно выдвинуть спекулятивную гипотезу о возможном охлаждающем влиянии воздушных масс по ту сторону ледораздела, выходящую к фьорду Ван Майен и слабо характеризуемую метеостанцией в Баренцбурге. Проверить гипотезу сложно, поскольку постоянных метеорологических наблюдений вблизи ледораздела между ледниками фьордов Грэн и Ван Майен не ведётся.

Температура воздуха — не единственная метеорологическая величина, оказывающая влияние на баланс массы ледников архипелага. Lefauconnier и Hagen [1990] на основе ряда мониторинговых наблюдений длиной 22 года на леднике Восточный Брёггер показали, что его масс-балансовые показатели имеют высокую корреляцию также с суммами осадков за зимний сезон и с годовым количеством нисходящей длинноволновой радиации. Поскольку длинноволновая радиация не измеряется на постоянной основе ни в Баренцбурге, ни нигде более в окрестностях изучаемых ледников, из указанных величин проанализировать возможно только связь с твёрдыми осадками.

В Мировом центре данных, предоставляющем результаты измерений метеостанции Баренцбурга, для скачивания доступно только количество атмосферных осадков, но не их форма. Поэтому для оценки количества твёрдых осадков необходимо пользоваться какой-либо аппроксимацией. Одним из возможных способов для приближенного расчёта количества твёрдых осадков является суммирование суточных количеств осадков за месяцы с октября по апрель (т. е., месяцев с отрицательной средней температурой воздуха), но только за те сутки, средняя температура воздуха которых была ниже нуля.

Для ледника Альдегонда коэффициент корреляции Пирсона между  $B_w$  и количеством твердых осадков, рассчитанным указанным способом, составляет 0,80 для гомогенизированной части ряда, с 2007/08 г. Добавление более ранних результатов, когда схема полевых работ по снегомерной съемке ежегодно менялась, значительно снижает корреляцию до 0,50. Для зимнего баланса ледника Западный Грэнфьорд корреляция с количеством твердых осадков составляет 0,48, но исключение аномального 2015/16 г. снова повышает показатель до 0,69.

Полученные величины зависимости  $B_w$  ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд от количества твёрдых осадков ( $r = 0,79$  и  $r = 0,69$ ) превышают опубликованные ранее для Шпицбергена значения. Для сравнения, Hagen и Liestøl [1990] оценили подобную связь для ледника Восточный Брёггер в 0,63, при том, что метеостанция была расположена непосредственно у края ледника. Поиск связей зимнего баланса ледников Шпицбергена с измерениями на более удалённых метеостанциях осложнён многими факторами: *нелинейным* характером недоучёта осадкомерами твердой фазы осадков, зависящим от скорости ветра и от температуры воздуха (Førland и Hanssen-Bauer [2000]), влиянием местных факторов,

обуславливающих неравномерность накопления снега, например, расчленённостью и шероховатостью рельефа поверхности ледника [Lehning, Grünwald, Schirmer, 2011], конфигурацией окружающих ледник бортов долины [Grabiec, 2005], ветровым и лавинным перераспределением снега [Huss и др., 2008], инверсиями вертикального градиента осадков [Mernild, Liston, 2010]. В этом отношении снегонакопление на поверхности ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд оказывается достаточно репрезентативным аналогичному процессу в поселке Баренцбург, находящимся от ледников примерно в 5 и 10 км, соответственно.

Предыдущий анализ подобной связи, проведенный советскими гляциологами для ледника Вёринг, продемонстрировал противоречивый результат: корреляция между  $B_w$  ледника и количеством твердых осадков в Баренцбурге оказалась близка к нулевой и, более того, имела знак минус, составив  $-0,13$ . Такой результат выглядит неправдоподобным на фоне того, что Вёринг — наиболее близко расположенный к посёлку Баренцбург ледник в рассматриваемом районе. Полное отсутствие взаимосвязи было объяснено авторами работы коротким интервалом наблюдений в девять балансовых лет с 1973/74 по 1981/82 г., что увеличивает неопределенность коэффициента корреляции до  $\pm 0,2 \dots 0,3$  (Macheret and Zhuravlev, 1985). Однако, даже с учётом подобной погрешности, всякая зависимость между зимним балансом массы и осадками в Баренцбурге в таком случае отсутствует.

По современным расчётам с ледника Западный Грэнфьорд видно, что даже на сравнимой по объёму выборке (семь балансовых лет) коэффициент для подобной связи оказывается довольно высок. Из этого можно заключить, что дело в выбранном способе приближения твердых осадков: при изучении ледника Вёринг количество твердых осадков аппроксимировалось как сумма *месячных* величин осадков с сентября по май. Если рассчитать аналогичным методом коэффициенты корреляции для ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд, они также окажутся низки: 0,40 и 0,36, соответственно. Этот пример демонстрирует важность выбранного способа расчёта метеорологических величин при анализе результатов масс-балансового мониторинга.

Помимо связи масс-балансовых характеристик рассматриваемых ледников с метеовеличинами, измеренными на ближайшей метеостанции, дополнительно была проанализирована зависимость годового баланса массы  $B_a$  от зимнего баланса  $B_w$ . Механизм подобной взаимосвязи описан в работе van Pelt и соавторов [2016]: чем больше высота снежного покрова на леднике в начале лета, на которое приходится пик солнечной радиации, тем дольше альbedo поверхности остаётся высоким, предохраняя от таяния лёд с более низкой отражательной способностью. Для обоих ледников действительно наблюдается подобная зависимость: для ледника Альдегонда коэффициент равняется 0,76, а для ледника Западный Грэнфьорд — всего 0,40, но исключение 2015/16 г. вновь ведет к повышению коэффициента до 0,51. Полученные

значения косвенно подтверждают преобладание солнечной радиации в структуре теплового баланса низкорасположенных ледников Шпицбергена, как было показано ранее в работах Arnold и др. [2006], Prokhorova и др. [2021] и Zou и др. [2021]. Таким образом, рекордно отрицательные показатели потери ледниками массы в 2019/20 г. могут объясняться не только тёплым летом, но и низким снегонакоплением за предшествующую зиму: с учётом пределов погрешности, измеренное значение может являться самым низким за 20 лет мониторинга.

В заключение отметим, что все ожидаемые климатические зависимости легко выявляются для рассматриваемых ледников только при использовании гомогенизированных рядов баланса массы. Добавление не гомогенизированной части ряда существенно снижает коэффициенты корреляции (Таблица 4.7). Это ещё раз подчёркивает необходимость тщательного сохранения всех исходных данных и материалов мониторинга в архивах, поскольку без этого процедура гомогенизации невозможна.

#### 4.3.2 Чувствительность баланса массы к изменениям климата. Реконструкция значений

Описанные выше эмпирические закономерности позволяют построить линейную регрессионную зависимость с двумя предикторами, связывающую масс-балансовые характеристики рассматриваемых ледников с измеренными на метеостанции Баренцбурга метеопараметрами. Предложенная регрессионная модель выражается следующим уравнением:

$$B_a = B_s + B_w = k_1 * PDD + k_2 \times P_{solid} \quad (16)$$

где  $PDD$  — годовая сумма положительных температур,  $P_{solid}$  — сумма суточных осадков за сутки с положительной средней температурой воздуха, с октября по апрель включительно,  $k_1$  — широко применяемый коэффициент таяния на градусо–день (англ. *degree-day factor*), осреднённый для снега и льда [Носк, 2005; Ohmura, 2001] и  $k_2$  — масштабный коэффициент для количества осадков. Прочие метеорологические характеристики, такие как коротковолновая или длинноволновая радиация, намеренно не вносятся в формулу, поскольку именно температура воздуха и осадки — те самые величины, которые доступны за наиболее продолжительное время в исследуемом районе, с 1911 года.

Вычисленные на основе измерений коэффициенты приведены в Таблице 4.8. Коэффициент таяния на градусо–день  $k_1$  несколько выше для ледника Альдегонда, что хорошо согласуется с более низменным расположением по сравнению с Западным Грэнфьордом. Для коэффициента  $k_2$ , отражающего, на сколько в среднем на ледниках выпадает больше снега по сравнению с метеостанцией Баренцбурга, результат менее ожидаемый: Западный Грэнфьорд, несмотря на большую высоту поверхности оказался «засушливее». Логичным, на взгляд автора, объяснением может быть его большая удаленность от широкого морского залива Ис-Фьорд.

Таблица 4.8 — Эмпирические значения коэффициентов линейной регрессии для баланса массы ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд

Коэффициент	Ледник	
	Альдегонда	Западный Грэнфьорд
Коэффициент таяния на градусо-день, $k_1$	-2,8 мм в.э.	-2,6 мм в.э.
Масштабный коэффициент для количества осадков, $k_2$	2,05	1,95
Коэффициент детерминации регрессионной модели, $R^2$	0,91	0,86

На основе регрессии (16) можно вывести уравнение нулевого баланса массы. Приравняв  $B_a$  к нулю и перенеся  $k_1 \times PDD$  в левую часть выражения, получим:

$$k_1 \times PDD = -k_2 \times P_{solid} \quad (17)$$

Подстановка найденных ранее коэффициентов (Таблица 4.8) даёт уравнение для случая, когда зимняя аккумуляция полностью компенсирует таяние за последующее лето (Рисунок 4.12). Ледники теряют массу при климатических условиях, расположенных ниже линии «компенсации» на графике, и наоборот. На Рисунке 4.12 также отмечены минимумы и максимумы, а также средние значения  $PDD$  и количества твердых осадков с начала 21-го века. Видно, что наиболее снежная зима была неспособна компенсировать даже самое холодное лето, а в среднем количество твёрдых осадков оказалось в 2,5 раза ниже, чем требуется для достижения нулевого баланса. Несмотря на кажущееся из-за масштаба изображения сходство двух графиков, линия нулевого баланса Альдегонды сдвинута выше по оси осадков на несколько десятков миллиметров, что согласуется с систематически более отрицательными значениями  $B_a$  для неё.

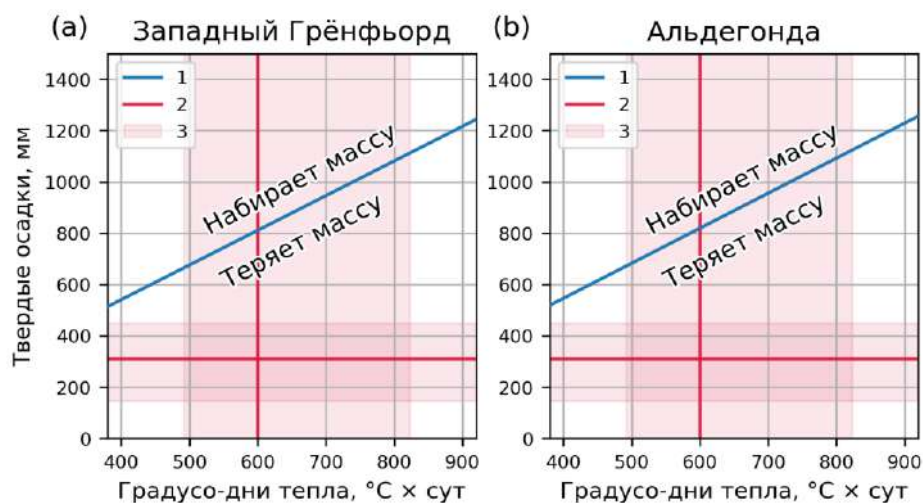


Рисунок 4.12 — Условие, при котором зимнее снегонакопление полностью компенсирует абляцию за последующее лето, для ледников Западный Грэнфьорд (а) и Альдегонда (б)  
 1 — линия нулевого баланса массы, 2 — среднее значение и 3 — диапазоны значений для метеопараметров на станции Баренцбурга в 2001–2020 гг.



На основе графиков нулевого баланса (Рисунок 4.12) и современных климатических трендов можно составить представление о будущей динамике баланса массы ледников Альдегонда и Западный Грёнфьорд. Hanssen-Vaueг и соавторы в обзоре климатических трендов на территории архипелага Шпицберген рассчитали, что средняя температура воздуха летом увеличивается в районе Баренцбурга на  $0,27-0,46^{\circ}\text{C}$  за десятилетие [Norsk Klimaservicesenter, 2019]. Это эквивалентно сдвигу на графиках нулевого баланса массы ледников в область «потери массы» на  $+25\dots 50$  градусо-дней каждое десятилетие. При этом, количество твердых осадков будет оставаться неизменным или становиться меньше, несмотря на то, что годовая сумма осадков в Баренцбурге также увеличивается на 2% за десятилетие. Причиной является снижение доли твердых осадков в общей сумме из-за потепления. Таким образом, можно заключить, что в среднем баланс массы обоих ледников будет всё более отдаляться от линии равновесия.

Кроме того, анализ изменений высотного распределения поверхности Альдегонды показал (Рисунок 3.5), что ледник постепенно становится ниже. Поэтому, в силу влияния ещё и морфологического фактора, Альдегонда оказывается более уязвимой к изменениям климата. С учётом современного общего объема ледника можно заключить, что он полностью исчезнет через три десятка лет, то есть к середине нынешнего столетия.

Побочным результатом регрессионной модели (16) является возможность реконструировать на её основе масс-балансовые величины ледника Альдегонда для периода 2010/11–2012/13 гг., когда измерения по абляционным рейкам не проводились, а в один из годов не была проведена также и снегомерная съёмка (Таблица 4.9). Выполненная реконструкция позволяет построить непрерывные ряды балансов  $B_a$  и  $B_w$  для ледника Альдегонда и, во-первых, перейти к анализу долгосрочной изменчивости, изложенному в следующем параграфе, а, во-вторых, рассчитать суммарную потерю массы за период мониторинга. Для ледника Западный Грёнфьорд подобная реконструкция не требуется, поскольку перерывов в рядах наблюдений нет.

Таблица 4.9 — Реконструированные значения баланса массы ледника Альдегонда

\* — измеренные значения

Балансовый год	Средний по леднику баланс массы, м в.э.		
	Годовой	Зимний	Летний
2006/2007	$-0,74\pm 0,48$	$+0,69\pm 0,12^*$	$-1,43\pm 0,49$
2010/2011	$-1,08\pm 0,48$	$+0,79\pm 0,04^*$	$-1,87\pm 0,48$
2011/2012	$-0,97\pm 0,48$	$+0,85\pm 0,12^*$	$-1,82\pm 0,49$
2012/2013	$-1,25\pm 0,48$	$+0,54\pm 0,24$	$-1,79\pm 0,54$

#### 4.4 Многолетняя изменчивость

##### 4.4.1 Кумулятивный гляциологический баланс массы и его сравнение с геодезическим

Показать отсутствие статистически значимой систематической ошибки в рядах масс-балансового мониторинга возможно на основе сравнения кумулятивных значений, полученных двумя независимыми методами за продолжительные периоды времени [Zemp и др., 2013]. В рассматриваемом случае подобное сравнение возможно провести для периода 2008–2018 гг. для ледника Альдегонда и 2015–2019 гг. для ледника Западный Грэнфьорд.

Для ледника Западный Грэнфьорд суммарный за семь лет гляциологических наблюдений (сентябрь 2013 г.–сентябрь 2020 г.) баланс массы составил  $-7,67 \pm 0,55$  м в.э., что соответствует общей потере массы в  $143,2 \pm 9,8$  млн т. Эта величина составляет  $8 \pm 1\%$  от общей массы ледника, рассчитанной на основе результатов геофизической съемки 2019 г. [Terekhov и др., 2022]. Статистическое равенство результатов, полученных двумя методами (Таблица 4.10), показывает отсутствие систематической ошибки в рядах ( $\alpha = 95\%$ ). Калибровка рядов  $B_a$  для ледника Западный Грэнфьорд не требуется.

Для ледника Альдегонда значения геодезического баланса массы за периоды 2008–2013 и 2013–2018 гг. приведены в Таблице 4.11. Видно, что за десятилетний период оба баланса совпадают с точностью до погрешности, а значит, калибровки рядов  $B_a$  в случае с ледником Альдегонда не требуется.

Таблица 4.10 — Сравнение кумулятивных балансов, рассчитанных двумя методами, для ледника Западный Грэнфьорд

Период	Гляциологический метод	Геодезический метод
2015–2019 гг.	$-5,66 \pm 0,48$ м в.э. (25 июл 2015–16 сен 2019 г.)	$-5,52 \pm 0,40$ м в.э. (20 июл 2015–26 авг 2019 г.)
2013–2020 гг. (период мониторинга целиком)	$-7,67 \pm 0,55$ м в.э. (10 сен 2013–23 сен 2020 г.)	—

Таблица 4.11 — Сравнение кумулятивных балансов, рассчитанных двумя методами, для ледника Альдегонда

Период	Гляциологический метод	Геодезический метод
2008–2013 гг.	$-4,42 \pm 0,87$ м в.э. (10 сен 2007–10 сен 2013)	$-4,49 \pm 0,32$ м в.э. (середина июля 2008–17 авг 2013)
2013–2018 гг.	$-6,30 \pm 0,49$ м в.э. (10 сен 2013–01 авг 2018)	$-6,16 \pm 0,44$ м в.э. (17 авг 2013–02 авг 2018)
2002–2020 гг. (период мониторинга целиком)	$-21,79 \pm 1,26$ м в.э. (сен 2002–сен 2020 г.)	—

Кумулятивный баланс массы ледника Альдегонда с начала мониторинга в сентябре 2002 г. оценивается в -21,79 м в.э., что соответствует общей потере массы в 129,6 млн т. Учитывая, что общий объем ледника в 2018–2019 гг. составлял 0,278 км<sup>3</sup> [Борисик и др., 2021b], относительная потеря массы за 18 балансовых лет будет равна 37%. Эта величина сравнима с аналогичной, вычисленной третьим, геофизическим, методом по итогам последовательных радарных съёмок 1999 и 2018–2019 гг., и составившей 36% [Борисик и др., 2021b].

Приведённый выше анализ результатов мониторинга приводит к двум заключениям. Во-первых, показано, что ряды годового баланса массы рассматриваемых ледников лишены значимой систематической ошибки, что стало возможно благодаря сравнению с результатами второго независимого метода — геодезического. Во-вторых, для успешного реанализа рядов баланса массы в будущем, необходимо или использовать более длинные по времени интервалы расчета геодезического баланса (к примеру, десятилетие вместо пяти лет), что уменьшит его погрешность, либо качество взаимной привязки ЦМР должно быть радикально улучшено. Последнее реально в случае получения рельефа поверхности на основе наземной топографической съёмки, либо беспилотной аэрофотосъёмкой с геодезическим ГНСС-приёмником на борту. Тот факт, что для использования в данном исследовании стала доступна ЦМР ArcticDEM, в некоторой мере случайность, потому что на некоторые из сопредельных районов покрытия нет из-за сплошной облачности на оптических стереопарах, на основе которых были построены фрагменты ЦМР. Поскольку реанализ показал свою пользу, автор предлагает организовывать долговременный мониторинг параллельно двумя методами, добавив к традиционным гляциологическим работам регулярные, один раз в пять–десять лет, съёмки рельефа с последующим расчетом геодезического баланса массы.

#### 4.4.2 Анализ трендов и периодизация

Анализ трендов в масс-балансовых показателях возможен только для ледника с большей по продолжительности мониторинговой программой — для Альдегонды (Рисунок 4.13), поскольку ряд показателей для Западного Грёнфьорда слишком мал (Рисунок 4.14). Существуют две основные предпосылки для выдвижения гипотезы о существовании отрицательного тренда в рядах  $B_a$ : во-первых, температура воздуха на Шпицбергене в последние несколько десятилетий растёт при неизменном или меньшем количестве твёрдых осадков [Pelt Van и др., 2019], и, во-вторых, поверхность ледника Альдегонда становится в целом ниже, как было показано на Рисунке 3.5. Тем не менее, анализ двадцати лет баланса массы ледника Альдегонда при помощи параметрических и непараметрических критериев *не* позволяет установить систематически значимых трендов ни для зимнего, ни для годового баланса, даже на уровне значимости 0,10.

Отсутствие тренда в показателях ледника Альдегонда может быть объяснена общей по архипелагу изменчивостью баланса массы ледников с начала текущего столетия. Проведённый в середине первого десятилетия 21-го века анализ данных дистанционного зондирования показал значительное ускорение темпов потери массы ледниками Шпицбергена. Так, Vamberg и соавторы [Vamberg и др., 2005] на основе повторных лидарных съёмок 1996 и 2002 гг. установили, что в этот временной промежуток средний баланс массы ледников архипелага составлял  $-0.19$  м в.э. в год, что в 1,6 раза ниже, чем за предыдущие 30 лет. В 2003–2005 гг. снижение высоты поверхности ледников стало ещё более интенсивным — в 4 раза выше, чем за первый доступный для расчёта по архивным данным период с 1936 по 1962 год [Kohler и др., 2007]. Рекордно отрицательные показатели баланса массы наблюдались и прямыми измерениями на абляционных рейках для ледников в окрестностях Баренцбурга [Solovyanova, Mavlyudov, 2007; Мавлюдов, Соловьянова, 2007]. Соответствующий временной период обозначен для ледника Альдегонда цифрой 1 на Рисунке 4.13. Видно, что годовая потеря массы в этот период была значительна, а зимнее снегонакопление было невысоким.

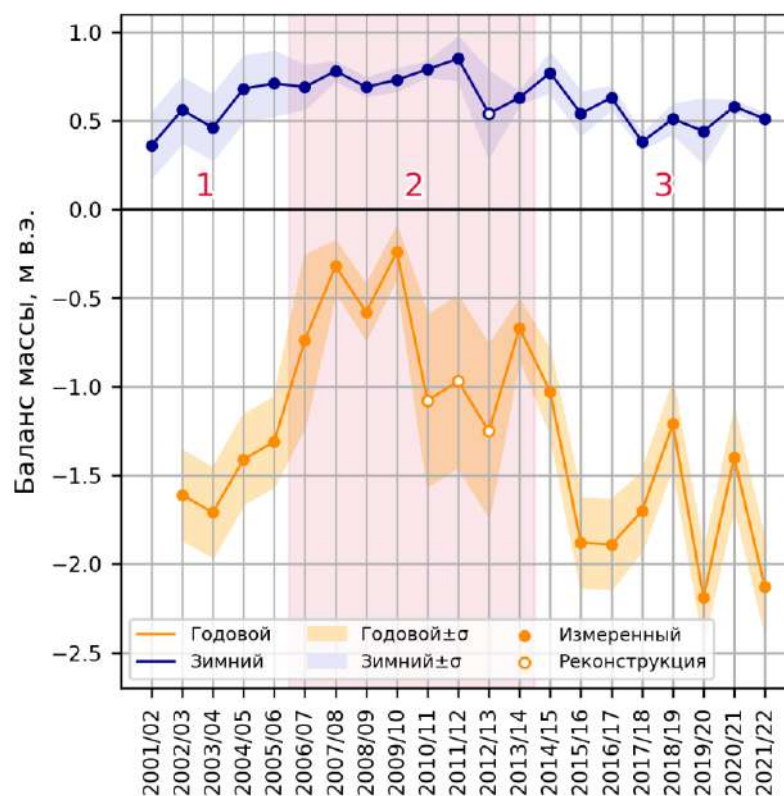


Рисунок 4.13 — Масс-балансовые показатели ледника Альдегонда в 21-м веке  
Цифрами 1, 2 и 3 обозначены периоды различной атмосферной циркуляции над архипелагом

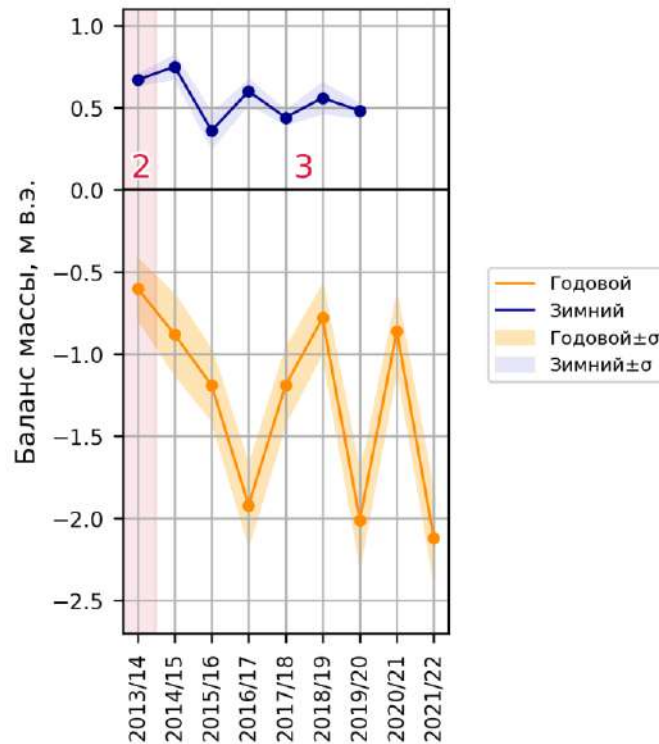


Рисунок 4.14 — Масс-балансовые показатели ледника Западный Грэнфьорд в 21-м веке. Цифрами 2 и 3 обозначены периоды различной атмосферной циркуляции над архипелагом

В 2005–2012 гг. на Шпицбергене последовал период кратковременного повышения баланса массы ледников. По гравиметрическим данным спутниковой программы GRACE было рассчитано, что в период 2005–2012 гг. потеря массы ледниками архипелага в целом практически прекратилась [Wouters, Gardner, Moholdt, 2019]. Указанный период обозначен цифрой 2 на Рисунке 4.13. Видно, что на леднике Альдегонда в это время регистрируются наименее отрицательные показатели годового баланса массы и рекордное снегонакопление. Начиная с 2013 г., баланс массы ледников архипелага вновь характеризуется более отрицательными показателями [Noël и др., 2020]. В этот период, обозначенный на графике цифрой 3, показатели  $B_a$  и  $B_w$  ледника Альдегонда также существенно снизились.

Lang и соавторы [2015] на основе данных реанализа обосновали наблюдающуюся с начала 21-го века периодичность баланса массы ледников Шпицбергена сменами атмосферной циркуляции, в результате которых в 2005–2012 гг. над архипелагом чаще господствовали более холодные арктические воздушные массы. Косвенным подтверждением этой гипотезы является результат анализа изменений индекса Северо-Атлантического колебания (NAO), положительные и отрицательные фазы которого характеризуют атмосферную циркуляцию в регионе. При рассмотрении повторяемости фаз NAO в течение сезона абляции (июнь–сентябрь), подтвердилось, что более благоприятные для ледников годы действительно характеризовались повышенной частотой отрицательной фазы индекса, связанной с усилением переноса холодных арктических воздушных масс (Рисунок 4.15) [Терехов и др., 2022].

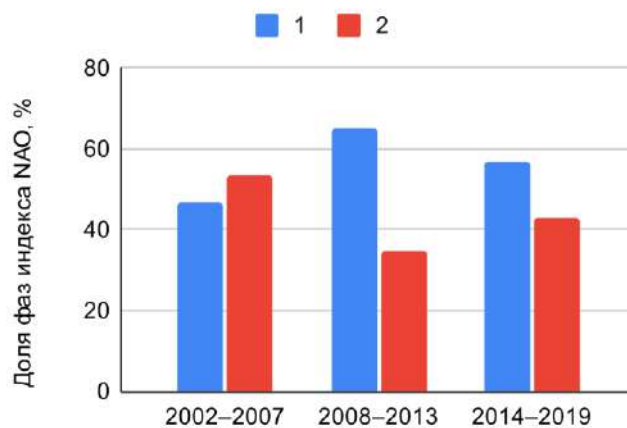


Рисунок 4.15 — Повторяемость фаз индекса Северо-Атлантического колебания (NAO) в начале 21-го века: 1 — отрицательная фаза, 2 — положительная фаза

Таким образом, изменения баланса массы ледника Альдегонда на масштабах десятилетий отражают закономерности атмосферной циркуляции на архипелаге. Поскольку этот фактор имеет региональный охват, подобная периодичность масс-балансовых характеристик должна была наблюдаться и на других ледниках в окрестностях Баренцбурга.

В исследуемом районе для сравнения доступны оценки баланса массы для ещё двух ледников, Восточный Грэнфьорд и Восточный Дальфонна. Для ледника Восточный Грэнфьорд в работе [Elagina и др., 2021] было показано, что геодезический баланс его массы составил  $-0,97$  м в.э. в год для периода 2008–2013 гг. и  $-1,45$  мм в.э. в год для 2013–2017 гг. Для ледника Восточный Дальфонна Терехов и соавторы [2022] оценили кумулятивный геодезический баланс за 2008–2013 гг. в  $-5,22 \pm 0,37$  м в.э., и за 2013–2019 гг. в  $-6,83 \pm 0,48$  м в.э. (Рисунок 4.16). Таким образом, потеря массы обоими ледниками действительно была ниже в период 2008–2013 гг., нежели в следующие годы, что подтверждает синхронный характер многолетних колебаний масс-балансовых показателей. Таким образом, многолетняя изменчивость баланса массы ледников Альдегонда, Восточная Дальфонна и Восточный Грэнфьорд подчиняется общим закономерностям, характерным для всех ледников острова Западный Шпицберген. Это делает их надежным индикатором климатических изменений *регионального* масштаба.

Стоит отметить: демонстрируя отсутствие тренда в масс-балансовых рядах, автор не оспаривает существование в пределах Шпицбергена положительных долгосрочных трендов температуры воздуха. Величина этих трендов для архипелага существенно превышает среднемировые оценки [Isaksen и др., 2022; Nordli и др., 2014; Przybylak, Wyszynski, 2020; Serreze, Barry, 2011]. Однако, проведённое исследование показывает, насколько эти тренды могут быть осложнены десятилетней изменчивостью, связанной со сменами режимов атмосферной циркуляции. Тем не менее, в долгосрочной перспективе ожидается, что ледники Шпицбергена

продолжат терять массу, несмотря на недавний эпизод кратковременного повышения баланса [Pelt Van и др., 2021].

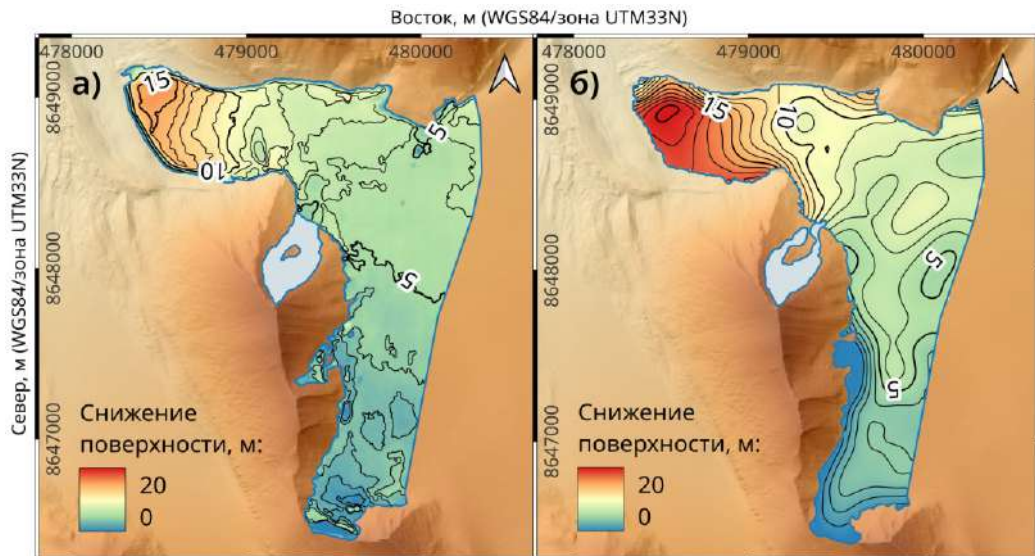


Рисунок 4.16 — Снижение поверхности ледника Дальфонна Восточный (по [Терехов и др., 2022]): а) 2008–2013 гг., б) 2013–2019 гг.

#### 4.5 Репрезентативность полученных результатов

Одним из наиболее важных вопросов, которые возникают при анализе многолетних масс-балансовых рядов, полученных в результате мониторинга ледников, является их репрезентативность. В середине 20-го века, когда была осознана необходимость в расширении географии мониторинговых программ, была сформулирована концепция опорного ледника. Определение «опорный» по отношению к леднику означает, что полученные в ходе его изучения данные можно экстраполировать на весь центр оледенения, в пределах которого этот ледник расположен. Необходимость выбора опорных объектов была продиктована очевидной невозможностью организовать стационары на каждом из ледников в мире. В соответствии с концепцией, измерения на опорном леднике должны отражать основную тенденцию ледниковой аккумуляции и абляции в регионе. Выбор опорного ледника должен быть продиктован несколькими факторами: он должен представлять наиболее распространённый морфологический тип в изучаемом районе, иметь характерный высотный диапазон и размер [Fountain и др., 2009].

Архипелаг Шпицберген продолжал оставаться относительно труднодоступной территорией на протяжении всего 20-го века. Ежегодные научные экспедиции начали свою работу на архипелаге только в 1960-е гг., и первые мониторинговые программы были приурочены к тем ледникам, которые оказались в непосредственной близости к населённым пунктам, служившим логистическими центрами для проведения исследований. Как следствие, наиболее продолжительные на сегодняшний день ряды были получены для ледников Ловен

Средний и Брёггер Восточный, расположенных вблизи посёлка Нью Олесунн, а в советской программе гляциологических исследований дольше всего измерялся баланс массы ледника Вёринг — ближайшего к населённому пункту Баренцбург. Таким образом, выбор объектов для масс-балансового мониторинга на архипелаге Шпицберген исторически определялся прежде всего транспортной доступностью.

Мониторинговые программы в окрестностях Баренцбурга, возобновлённые российскими исследователями в начале 21-го века, не стали исключением. Выбор ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд в качестве объектов изучения был сделан в первую очередь из-за возможности добраться до них от научной базы за приемлемое время. Кроме того, рельеф ледников мало расчленён, что делает передвижение по их поверхности, как пешее, так и на снегоходе, относительно безопасным.

Рассуждения о «типичности» ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд с точки зрения их пространственных характеристик приводят к неутешительным выводам. Архипелаг Шпицберген, известный многообразием морфологических типов оледенения, характеризуется широким распространением так называемого «сетчатого оледенения», то есть крупных ледников, практически полностью перекрывающих подстилающий их рельеф [Гляциология Шпицбергена, 1985]. В этом отношении ледники горно-долинного типа Альдегонда и Западный Грэнфьорд вряд ли могут быть признаны типичными для архипелага. Более того, западная часть Земли Норденшельда, где находится рассматриваемый район, в принципе отличается по своему оледенению от остальных территорий Шпицбергена, поскольку характеризуется самой низкой его долей, и наименее крупными ледниками.

Распределение поверхности по высотам над уровнем моря для рассматриваемых ледников также не может быть признано характерным для архипелага: пик осредненной гипсометрической кривой для оледенения Шпицбергена приходится на высоты около 500 м, в то время как пик аналогичной кривой для западной части Земли Норденшельда примерно на 150 м ниже (Рисунок 2.2). Ледник Западный Грэнфьорд по распределению высот близок по крайней мере к обобщенной кривой для Земли Норденшельда, но ледник Альдегонда расположен на ещё более низких гипсометрических уровнях, с преобладающей долей поверхности в диапазоне от 200 до 300 м над уровнем моря (Рисунок 3.5).

Таким образом, по морфологическим характеристикам рассматриваемых ледников сделать выводы об их репрезентативности для архипелага Шпицберген невозможно. Однако, репрезентативность данных мониторинга может быть показана на основе самих результатов, путём анализа связи полученных масс-балансовых рядов с климатическими величинами.

Анализ межгодовой изменчивости показал, что годовой и зимний показатель ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд имеют высокие корреляции с измеренными на метеостанции



Баренцбурга температурой воздуха и количеством твёрдых осадков. Следовательно, полученные ряды вполне отражают климатические флуктуации по меньшей мере в окрестностях Баренцбурга.

Анализ многолетней изменчивости баланса массы изучаемых ледников на масштабах времени в 5–10 лет показал, что периодизация полученных значений отражает общую по архипелагу закономерность, связанную с фактором регионального масштаба — изменениями режимов атмосферной циркуляции. Многолетние периоды повышенного и пониженного баланса массы прослеживаются не только для ледника Альдегонда, но и для всех ледников в районе Баренцбурга, баланс которых был измерен за необходимые промежутки времени. Следовательно, на масштабах времени 5–10 лет представленные в данной работе ряды мониторинга отражают *региональную* климатическую изменчивость.

Более того, показатели баланса массы ледников Альдегонда и Западный Грёнфьорд в некоторой степени подвержены влиянию *общемировых* погодных явлений. Рекордные в рамках мониторинговых программ показатели потери массы были измерены на рассматриваемых ледниках в 2019/20 и в 2021/22 гг. Температура воздуха в эти два года была экстремально высокой не только в районе Баренцбурга, но и по всему миру. Так, лето 2020 г. в Северном полушарии стало вторым самым жарким за всю историю наблюдений с 1880 г. [August 2020 Global Climate Report, 2020]. При этом в Скандинавии и северной Атлантике наиболее высокие температурные аномалии наблюдались в июне, что привело к ускоренному исчезновению снежного покрова на арктических ледниках [Heatwaves and warm spells, 2020]. Летом и осенью 2022 г. изучаемый район несколько раз подвергался действию продолжительных волн тепла, аномально продлившими сезон таяния в сентябре–октябре [Прохорова и др., 2023]. Эти масштабные погодные явления были связаны с блокирующими антициклонами, охватывавшими всю европейскую часть континента и распространившими своё влияние далеко на север [Climate bulletins, 2022]. Таким образом, на рекордное таяние ледников Альдегонда и Западный Грёнфьорд в 2020 и 2022 гг. оказали влияние факторы большего масштаба, нежели региональный, и затронувшие абсолютно все ледники архипелага Шпицберген.

Из приведённого выше анализа можно заключить, что полученные по результатам мониторинга ряды баланса массы ледников Альдегонда и Западный Грёнфьорд на межгодовом интервале времени, а также на более продолжительных промежутках в 5–10 лет, отражают региональные тенденции в абляции и аккумуляции на ледниках Шпицбергена, и являются репрезентативными с точки зрения связи с климатом архипелага. В этом смысле концепция опорного ледника оказывается вредна, поскольку в соответствии с ней ни ледник Альдегонда, ни Западный Грёнфьорд не должны были быть выбраны в качестве объекта мониторинга. Тем самым, репрезентативные ряды баланса массы были бы утеряны для науки.

## Выводы

В Главе 4 проанализированы показатели баланса массы ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд, полученные в результате применения методики гляциологического реанализа к рядам долговременного мониторинга. Все годовые показатели  $B_a$ , за 17 балансовых лет наблюдений на леднике Альдегонда и девять лет на леднике Западный Грэнфьорд, были отрицательными. При этом ледник Альдегонда теряет массу более интенсивно, что связано с более низким высотным расположением поверхности ледника. Общая потеря массы с начала периода мониторинга, с учётом реконструированных значений за периоды перерыва в наблюдениях, составила для ледника Альдегонда 37% за 18 балансовых лет (2002–2020 гг.), для ледника Западный Грэнфьорд — 8% за семь балансовых лет (2013–2020 гг.).

Анализ пространственной изменчивости подтверждает, что высота над уровнем моря является одним из ведущих факторов, влияющих на распределение величин  $B_a$  по поверхности ледников. Однако, в отдельные годы показатель  $R^2$  для вертикальных профилей баланса массы снижается менее 0,5. Это указывает, что вклад иных факторов в изменчивость баланса поверхности ледников в районе Баренцбурга превышает влияние высотных градиентов тепла и осадков. На примере ледников Вёринг и Альдегонда показано, что главным таким фактором, осложняющим высотную зависимость, является инсоляция ледников. Рассчитано, что влияние неравномерной инсоляции на таяние эквивалентно действию высотного градиента в 45–60 м.

Показано, что высота снежного покрова рассматриваемых ледников демонстрирует связь с высотой над уровнем моря, и более слабую отрицательную корреляцию с расстоянием до борта ледника (т. е. вблизи борта высота снега, как правило, выше). Однако, пространственное распределение запасов воды в снежном покрове ( $b_w$ ) по состоянию на конец весны практически никогда не имеет зависимости от высоты над уровнем моря. Основной причиной является отсутствие устойчивой корреляции между интегральной плотностью снега и высотой над уровнем моря, характерное для обоих ледников. Этот факт приводит к сложности моделирования баланса их массы пространственно-распределенными методами, делая снегомерные съёмки незаменимым источником данных о снежном покрове в изучаемом районе.

Значения коэффициентов корреляции между основными параметрами снежного покрова и морфометрическими величинами значительно снижаются в те годы, когда количество точек снегомерной съёмки было уменьшено. Однозначно определить, влияет ли изменение методики полевых измерений на коэффициенты корреляции, либо это является следствием климатических флуктуаций, невозможно. Это иллюстрирует необходимость сохранения единообразия в схеме мониторинговых работ, изменения в которых затрудняют анализ связи с климатом.

Анализ межгодовой изменчивости показывает, что значения  $B_a$  хорошо коррелируют как со средними температурами воздуха в июне–сентябре, так и с годовыми количествами градусо-дней таяния. Связь зимнего баланса массы с количеством твердых осадков на станции Баренцбурга обнаруживается только в том случае, если осадки рассчитывались на основе суточных, а не месячных сумм. Коэффициенты корреляции для ледника Западный Грэнфьорд ниже в целом ниже, чем для ледника Альдегонда, что может объясняться быстрым падением репрезентативности метеостанции Баренцбурга с увеличением расстояния от неё. Для обоих ледников таяние льда летом зависит также от снегонакопления за предыдущую зиму, что может объясняться преобладающей ролью коротковолновой солнечной радиации в тепловом балансе рассматриваемых ледников и различием в альбедо снега и льда.

Во всех случаях добавление в ряды первых лет мониторинга, для которых невозможно провести процедуру гомогенизации из-за утери исходных данных, значительно снижает коэффициенты корреляций с метеовеличинами. Это демонстрирует важность ретроспективного пересчёта данных мониторинга по единой методике с получением однородных рядов. Отсутствие такой процедуры осложняет анализ связи баланса массы ледников с климатом в районе. Следовательно, при организации мониторинга критически важно уделить внимание вопросам надёжного сохранения данных исходных измерений, а также их метаданных.

На основе выявленных эмпирических закономерностей были рассчитаны уравнения нулевого баланса, которые показывают, какое количество твердых осадков зимой компенсирует летнее таяние исследуемых объектов. Обнаружено, что диапазон значений метеопараметров с начала 21-го века удалён от линии нулевого баланса для обоих ледников: наблюдавшееся за период мониторинга количество твёрдых осадков в среднем в 2,5 раза меньше необходимого для компенсации летнего таяния.

Полученная эмпирическая зависимость масс-балансовых характеристик для ледника с более продолжительным рядом наблюдений — Альдегонды — позволила реконструировать недостающие для расчета трендов значения. Продемонстрировано отсутствие значимого тренда как в годовом, так и в зимнем балансе массы ледника Альдегонда, несмотря на современные климатические изменения на Шпицбергене и выявленное снижение высотного распределения ледника за последние десять лет. Сравнение изменчивости баланса массы ледников в исследуемом районе показывает, что на интервалах времени порядка 5–10 лет она совпадает с общей по архипелагу изменчивостью, что указывает на ведущую роль фактора регионального масштаба. Опубликованные ранее работы показывают, что таким фактором может быть смена режимов атмосферной циркуляции, в результате которой в 2005–2012 гг. над архипелагом доминировали арктические воздушные массы с северо-востока. Ледники района Баренцбурга не являются исключением из наблюдаемой периодизации масс-балансовых характеристик, что

показано на примере ледников Восточный Дальфонна и Восточный Грэнфьорд. Таким образом, ледники в районе Баренцбурга являются надёжным индикатором *региональных* изменений климата, что решает вопрос об их репрезентативности.

Масс-балансовый ряд для ледника Альдегонда после публикации станет наиболее продолжительным в этой части острова Западный Шпицберген. В отличие от второго по длине ряда с ледника Восточный Грэнфьорд, он имеет комплексную оценку случайной погрешности и доказанное отсутствие систематического сдвига, что показано сравнением с результатами второго независимого метода — геодезического. Всего же в работе показаны три основных пути применения результатов геодезического метода: 1) контроль систематической ошибки в рядах, полученных гляциологическим методом; 2) анализ правдоподобности реконструкций годовых показателей баланса массы ледников, производимых на основе климатических закономерностей; 3) получение детальной картины распределения величины абляции по поверхности ледников, необходимой для анализа связи с климатическими величинами. Показанная польза геодезического метода определения баланса массы ледников является свидетельством в пользу того, что мониторинг целесообразнее всего вести двумя методами параллельно, организуя один раз в пять или десять лет съёмку рельефа поверхности изучаемых ледников.

## Заключение

В диссертационном исследовании были систематизированы и изложены результаты измерения масс-балансовых величин ледников в районе населённого пункта Баренцбург (остров Западный Шпицберген), а также проанализирована пространственная и временная изменчивость баланса массы с точки зрения связи с климатом. Основным практическим результатом стало получение двух однородных долговременных рядов мониторинга, для ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд, с доказанно отсутствующей систематической ошибкой и с комплексной оценкой случайных погрешностей. Ряды включают не только годовые, но и сезонные показатели баланса массы ледников, и относятся к району в центральной части острова Шпицберген, где ранее наблюдалась нехватка подобных данных.

Результаты мониторинга ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд, а также эпизодические наблюдения на ледниках Восточный Дальфонна и Вёринг были проанализированы на предмет пространственного распределения масс-балансовых величин на поверхности ледников, межгодовой, а также многолетней их изменчивости.

Показано, что преобладающая доля межгодовой изменчивости значений  $Va$  и  $Vw$  объясняется величиной температуры воздуха в летний сезон и количеством твёрдых осадков за зиму, соответственно. Такой результат может показаться очевидным, однако ранее его получение на практике было затруднено тем, что ряды результатов мониторинга не были однородными. Для того, чтобы показать взаимосвязи масс-балансовых характеристик изучаемых ледников с климатом, предварительно потребовалось провести ретроспективный пересчёт масс-балансовых характеристик — так называемую гомогенизацию рядов.

Показано, что распределение масс-балансовых величин по поверхности ледников подчиняется известной высотной зависимости, однако, сильное влияние также оказывает инсоляция: неравномерность инсоляции на ледниках Вёринг и Альдегонда эквивалентна действию высотного градиента в 45–60 м.

Один из важнейших выводов исследования заключается в том, что полученные ряды **репрезентативны для всего архипелага Шпицберген**, поскольку многолетняя изменчивость масс-балансовых характеристик совпадает с общей по архипелагу закономерностью, обусловленной факторами регионального масштаба.

Продемонстрированы три возможных пути применения геодезического метода при изучении отдельных ледников. Во-первых, параллельное использования второго независимого метода при мониторинге позволяет выявить и количественно оценить систематические ошибки в итоговых показателях; во-вторых, геодезический метод даёт более детальную картину пространственного распределения баланса массы по поверхности ледников, нежели измерения

абляционных рек; в-третьих, метод может использоваться для контроля реконструкций масс-балансовых характеристик во время вынужденных перерывов в мониторинге.

Показанная польза от применения геодезического метода подкрепляет необходимость дальнейшего развития связанной с этим методом терминологии. Последний «Гляциологический словарь» был составлен около сорока лет назад, когда компьютерные, геоинформационные технологии и отрасль дистанционного зондирования находились на другом этапе развития. Развитие методов и средств гляциологического мониторинга за последние десятилетия нашло отражение в собрании англоязычной терминологии, но для русского языка аналогичных работ опубликовано не было. Поэтому закреплённый в «Гляциологическом словаре» понятийный аппарат оказывается недостаточным для описания современных общепринятых подходов, вынуждая автора пользоваться «калькой» с иностранных слов. Таким образом, по мнению автора, собрание русскоязычной терминологии в области гляциологии нуждается в обновлении.

**Актуальность работы с точки зрения структуры, динамики и функционирования ландшафтов.** Географические компоненты, составляющие наружные сферы нашей планеты, взаимосвязаны и в пространстве, и во времени, из-за чего их динамика и развитие происходят сопряженно [Исаченко, 1991]. Роль наземного оледенения в структуре, динамике и функционировании ландшафтов полярных и высокогорных территорий первостепенна. Ледники не только являются наиболее протяженным по площади компонентом таких ландшафтов, но и определяют ряд ландшафтообразующих факторов, связанных с потоками вещества. Во-первых, наземное оледенение является важнейшей составляющей гидрологического цикла арктических ландшафтов. Во-вторых, ледники опосредованно влияют на морские экосистемы путём распреснения морской воды и выноса биогенных веществ (например, железа) с суши. Кроме того, на больших масштабах времени ледники являются одним из основных геоморфологических факторов, определяющих рельеф арктических территорий и влияющих на распределение многолетнемёрзлых пород.

Таким образом, воздействие наземного оледенения на смежные природные географические компоненты высокоширотных ландшафтов проявляется на различных пространственных и временных масштабах. Следовательно, ледники, оказывающие влияние на все основные ландшафтообразующие факторы, играют важнейшую роль в структуре, динамике и функционировании арктических природных систем.

**Перспективы дальнейшей разработки темы и рекомендации автора.** Основные рекомендации автора связаны с методическими основами организации масс-балансового мониторинга. Во-первых, показано, что критически важно сохранять все исходные данные полевых измерений. Без сохранения исходных данных невозможен ретроспективный пересчет масс-балансовых величин с использованием унифицированной методики, необходимый для

устранения возможных неоднородностей в рядах. Во-вторых, необходимо также сохранять преемственность в методах полевых работ, в том числе в схемах полевых съёмок, поскольку изменения также приводят к неоднородности результирующих рядов. Подобные неоднородности значительно осложняют поиск связей с климатическими величинами.

Другая рекомендация заключается в целенаправленном повторении в рамках мониторинга топографической или аэрофотосъёмки, позволяющих построить цифровую модель рельефа ледника для дальнейшего расчета геодезического баланса массы и применения методики реанализа. Разумным интервалом для проведения съёмок является пятилетний промежуток времени, поскольку изменения объёма ледника за такой период становятся много больше погрешности их определения. В данной работе для расчётов баланса массы были задействованы, в том числе, архивные данные дистанционного зондирования (ЦМР «ArcticDEM»), но в будущем подобных данных может и не быть. Кроме того, такие данные, как правило, относятся к произвольной с точки зрения мониторинга дате, привязанной ко времени пролёта спутника, а не к началу или концу балансового года или к выходам сотрудников ФГБУ «АНИИ» на ледник. Это очевидным образом затрудняет сравнение с данными измерений абляционных реек.

Последней рекомендацией является продолжение комплекса микроклиматических и теплобалансовых наблюдений на ледниках в окрестностях Баренцбурга. В работе было показано влияние условий инсоляции на пространственную картину абляции льда на рассматриваемых ледниках. Одновременно с тем, регулярных актинометрических наблюдений на метеостанции посёлка Баренцбург не производится, поэтому сезонные измерения сотрудников ФГБУ «АНИИ» на ледниках являются единственным источником данных о потоках коротко- и длинноволновой радиации в этом районе. Именно анализ теплового баланса ледников позволяет объяснить механизмы взаимодействия в системе атмосфера–ледник и сделать обоснованный прогноз будущей динамики оледенения.

## Благодарности

Автор выражает свою искреннюю благодарность Сергею Романовичу Веркуличу за научное руководство и помощь с формулировками результатов работы; Михаилу Александровичу Анисимову за ценные консультации на тему гляциологии и научные идеи; руководству и сотрудникам РАЭ–Ш за организацию и помощь в проведении сезонных полевых работ; сотрудникам отдела гидрологии устьев рек и водных ресурсов Ксении Ромашовой и Игорю Василевичу за данные снегомерных съёмок; своей супруге и соавтору Ульяне Прохоровой за помощь со статистическим анализом и обработкой климатических данных, и, конечно же, за моральную поддержку.

## Список сокращений и условных обозначений

- ААНИИ — Арктический и антарктический научно-исследовательский институт
- АН СССР — Академия наук СССР
- ГЛОНАСС — Глобальная навигационная спутниковая система
- ГНСС — глобальные навигационные спутниковые системы (например, ГЛОНАСС, GPS)
- ДЗЗ — дистанционное зондирование Земли
- ИГРАН — Институт географии Российской академии наук
- МГЭИК — Межправительственная группа экспертов по изменению климата
- млн т — миллионы тонн
- н .у. м. — над уровнем моря
- РАЭ-Ш — Российская арктическая экспедиция на архипелаге Шпицберген
- ФГБУ — федеральное государственное бюджетное учреждение
- ЦМР — цифровая модель рельефа
- AAR — accumulation-to-area ratio (англ.), доля площади аккумуляции от общей площади поверхности
- GPS — Global Positioning System (англ.), Глобальная система позиционирования
- NMAD — нормализованное медианное абсолютное отклонение
- NOAA — National Oceanic and Atmospheric Administration (англ.), Национальное управление океанических и атмосферных исследований США
- PDD — positive degree-days (англ.), количество градусо-дней тепла
- USGS — United States Geological Survey (англ.), Геологическая служба США
- WGMS — World Glacier Monitoring Service (англ.), Международная служба мониторинга ледников



## Словарь терминов

Бутстрэп — практический метод исследования распределения статистик вероятностных распределений, основанный на многократной генерации выборок методом Монте-Карло на базе имеющейся выборки [Efron, 1979].

Геодезический баланс массы ледника — баланс массы ледника, рассчитанный на основе геодезического метода.

Геодезический метод (определения баланса массы ледника) — метод, основанный на вычитании разновременных цифровых моделей рельефа поверхности ледника, с последующим умножением изменений объёма ледника на его плотность.

Гляциологический баланс массы ледника — баланс массы ледника, рассчитанный на основе гляциологического метода.

Гляциологический метод (определения баланса массы ледника) — также «прямой метод», метод, основанный на измерении абляции и аккумуляции при помощи абляционных реек, забуренных в поверхность ледника, а также при помощи измерений глубины и плотности снежного покрова щупом или в шурфах.

Гомогенизация — пересчёт масс-балансовых показателей из исходных данных на основе единой методики, направленный на получение однородного ряда показателей [Huss, Bauder, Funk, 2009].

Датасет — цифровой набор данных.

Калибровка (рядов баланса массы) — в контексте гляциологического реанализа — пересмотр результатов измерений баланса массы ледника, направленный на устранение систематической ошибки, выявленной по результатам сравнения двух независимых методов.

Корегистрация — приведение двух или более цифровых моделей рельефа к единой системе высот, то есть устранение систематического сдвига между ними. Может включать как вертикальный сдвиг ЦМР, так и их смещение в горизонтальной плоскости.

Лидар — от англ. *Light Detection and Ranging*, технология, а также прибор для определения расстояний путём излучения света лазером (по аналогии с радаром, работающим в диапазоне радиоволн).

Ортотрансформация — процедура перевода изображения из центральной проекции в ортогональную для устранения искажений, вносимых рельефом местности.

Реанализ (гляциологический) — Методика ретроспективного пересчёта рядов масс-балансовых показателей, направленная на уточнение результатов мониторинга. Подробная информация о методике реанализа изложена в работе Zemp и соавторов [2013].

## Список литературы

1. Алексеев В. Р., Волков Н. В., Втюрин Б. И., Втюрина Е. А., Гросвальд М. Г., Донченко Р. В., Дюнин А. К., Канаев Л. А., Котляков В. М., Кренке А. Н., Лосев К. С., Перов В. Ф., Цуриков В. Л. Гляциологический словарь / под ред. В. М. Котляков. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 564 с.
2. Антонович К. М. Использование спутниковых радионавигационных систем в геодезии. В 2-х томах. Москва: Картгеоцентр, 2005. 694 с.
3. Большиянов Д. Ю., Соколов В. Т., Ёжиков И. С., Булатов Р. К., Рачкова А. Н., Фёдоров Г. В., Парамзин А. С. Условия питания и изменчивость ледников архипелага Северная Земля по результатам наблюдений 2014–2015 гг. // Лёд и снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 358–368.
4. Борисик А. Л., Демидов В. Э., Ромашова К. В., Новиков А. Л. Внутренняя дренажная сеть и характеристики подледникового стока ледника Альдегонда (о. Западный Шпицберген) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021а. Т. 67. № 1. С. 67–88.
5. Борисик А. Л., Новиков А. Л., Глазовский А. Ф., Лаврентьев И. И., Веркулич С. Р. Строение и динамика ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) по данным повторных георадиолокационных исследований 1999, 2018 и 2019 годов // Лёд и Снег. 2021б. Т. 61. № 1. С. 26–37.
6. Веркулич С. Р., Терехов А. В., Демидов В. Э., Сидорова О. Р., Ёжиков И. С., Анисимов М. А., Большиянов Д. Ю. Свидетельство о государственной регистрации базы данных №2021621585 «Масс-балансовые и параметрические характеристики ледников высокоширотной Арктики» // 2021.
7. Исаченко А. Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование. Москва: Высшая Школа, 1991. 366 с.
8. Кокин О. В., Кириллова А. В. Реконструкция динамики ледника Грэнфьорд (Западный Шпицберген) в голоцене // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 2. С. 241–252.
9. Лаврентьев И. И. Строение и режим ледников Земли Норденшельда (Шпицберген) по данным дистанционных исследований // 2008.
10. Лаврентьев И. И., Кутузов С. С., Петраков Д. А., Попов Г. А., Поповнин В. В. Толщина, объём льда и подлёдный рельеф ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) // Лёд и снег. 2015. Т. 128. № 4. С. 7.
11. Мавлюдов Б. Р., Кудиков А. В. Изменение ледника Альдегонда с начала XX века // Вестник Кольского научного центра РАН. 2019. Т. 15. № 2. С. 9–25.
12. Мавлюдов Б. Р., Соловьянова И. Ю. Водно ледовый баланс ледника Альдегонда в 2002/03 г. // Материалы гляциологических исследований. 2007. Т. 102. С. 206–208.

13. Поповнин В. В., Петраков Д. А. Ледник Джанкуат за минувшие 34 года (1967/68-2000/01 гг.) // Материалы гляциологических исследований. 2005. № 98. С. 167–174.
14. Прохорова У. В., Терехов А. В., Демидов В. Э., Веркулич С. Р., Иванов Б. В. Внутрисезонная изменчивость абляции ледника Альдегонда (Шпицберген) // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 2. С. 214–224.
15. Прохорова У. В., Терехов А. В., Иванов Б. В., Веркулич С. Р. Расчет составляющих теплового баланса ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) в период абляции по данным наблюдений 2019 года // Криосфера Земли. 2021. Т. 25. № 3. С. 50–60.
16. Сидорова О. Р., Тарасов Г. В., Веркулич С. Р., Чернов Р. А. Изменчивость поверхностной абляции горных ледников Западного Шпицбергена // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 4. С. 438–448.
17. Терехов А. В., Василевич И. И., Прохорова У. Оценка погрешности измерений средней высоты снежного покрова на леднике Альдегонда (Шпицберген) // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 3. С. 357–368.
18. Терехов А. В., Демидов В. Э., Казаков Э. Э., Анисимов М. А., Веркулич С. Р. Определение баланса массы ледника Вёринг (Западный Шпицберген) геодезическим методом, 2013-2019 годы // Криосфера Земли. 2020а. Т. 24. № 5. С. 55–63.
19. Терехов А. В., Прохорова У. В., Борисик А. Л., Демидов В. Э., Веркулич С. Р. Изменения объема и геометрии ледника Восточный Дальфонна (Шпицберген) в 2008–2019 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2022. Т. 68. № 4. С. 370–383.
20. Терехов А. В., Прохорова У. В., Демидов В. Э. Влияние пространственной изменчивости солнечной радиации на баланс массы ледников залива Грэнфьорд (архипелаг Шпицберген) // Лёд и снег. 2023.
21. Терехов А. В., Тарасов Г. В., Сидорова О. Р., Демидов В. Э., Анисимов М. А., Веркулич С. Р. Оценка баланса массы ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) в 2015-2018 гг. на основе модели ArcticDEM, геодезических и гляциологических данных // Лёд и Снег. 2020b. Т. 60. № 2. С. 192–200.
22. Чернов Р. А., Кудиков А. В., Вшивцева Т. В., Осокин Н. И. Оценка поверхностной абляции и баланса массы ледника Восточный Грэнфьорд (Западный Шпицберген) // Лёд и снег. 2019. Т. 59. № 1. С. 59–66.
23. Чернов Р. А., Муравьев А. . Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // Лёд и снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 462–472.
24. Гляциология Шпицбергена / под ред. В. М. Котляков. Москва: Наука, 1985. 200 с.
25. Abermann J., Lambrecht A., Fischer A., Kuhn M. Quantifying changes and trends in glacier area and volume in the Austrian Ötztal Alps (1969-1997-2006) // Cryosphere. 2009. Т. 3. № 2. С. 205–

215.

26. Ahlmann H. W. *Glacier variations and climatic fluctuations*. New York: The American Geographical Society, 1953. 51 c.

27. Andreassen L. M. Comparing Traditional Mass Balance Measurements with Long-term Volume Change Extracted from Topographical Maps: A Case Study of Storbreen Glacier in Jotunheimen, Norway, for the Period 1940-1997 // *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*. 1999. T. 81. № 4. C. 467–476.

28. Andreassen L. M., Elvehøy H., Kjøllmoen B., Engeset R. V. Reanalysis of long-term series of glaciological and geodetic mass balance for 10 Norwegian glaciers // *Cryosphere*. 2016. T. 10. № 2. C. 535–552.

29. Arnold N. S., Rees W. G., Hodson A. J., Kohler J. Topographic controls on the surface energy balance of a high Arctic valley glacier // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2006. T. 111. № 2. C. 2011.

30. Bamber J. L., Krabill W., Raper V., Dowdeswell J. A., Oerlemans J. Elevation changes measured on Svalbard glaciers and ice caps from airborne laser data // *Annals of Glaciology*. 2005. T. 42. C. 202–208.

31. Barandun M., Huss M., Sold L., Farinotti D., Azisov E., Salzmann N., Usabaliev R., Merkushev A., Hoelzle M. Re-analysis of seasonal mass balance at Abramov glacier 1968-2014 // *Journal of Glaciology*. 2015. T. 61. № 230. C. 1103–1117.

32. Berthier E., Arnaud Y., Kumar R., Ahmad S., Wagnon P., Chevallier P. Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India) // *Remote Sensing of Environment*. 2007. T. 108. № 3. C. 327–338.

33. Beusekom A. E. E. Van, O'Neel S. R. R., March R. S. S., Sass L. C. C., Cox L. H. H. Re-analysis of Alaskan Benchmark Glacier Mass-Balance Data Using the Index Method Scientific Investigations Report 2010 – 5247 // *US Geological Survey* .... 2010. C. 16.

34. Black W. A. *Glaciological Research on the North Atlantic Coasts*, by Hans W :son Ahlmann // *ARCTIC*. 1948. T. 1. № 2.

35. Błaszczak M., Ignatiuk D., Grabiec M., Kolondra L., Laska M., Decaux L., Jania J., Berthier E., Luks B., Barzycka B., Czapla M. Quality Assessment and Glaciological Applications of Digital Elevation Models Derived from Space-Borne and Aerial Images over Two Tidewater Glaciers of Southern Spitsbergen // *Remote Sensing* 2019, Vol. 11, Page 1121. 2019. T. 11. № 9. C. 1121.

36. Bloshkina E. V., Pavlov A. K., Filchuk K. Warming of atlantic water in three west spitsbergen fjords: Recent patterns and century-long trends // *Polar Research*. 2021. T. 40. C. 5392.

37. Böhner J., AntoniĆ O. Land-Surface Parameters Specific to Topo-Climatology // *Developments in soil science*. 2009. T. 33. C. 195–226.

38. Braithwaite R. J. After six decades of monitoring glacier mass balance we still need data but it should be richer data // *Annals of Glaciology*. 2009. T. 50. № 50. C. 191–197.
39. Braithwaite R. J., Hughes P. D. Regional geography of glacier mass balance variability over seven decades 1946–2015 // *Frontiers in Earth Science*. 2020. T. 8. C. 1–14.
40. Campbell W. J. Some statistical considerations // *Glacier Mass Balance Measurements, A manual for field work.* / под ред. A. Østrem, G. and Stanley. Ottawa, Canada: Department of Energy, Mines, and Resources, Glaciology Section, 1966. C. 26–30.
41. Carturan L., Baroni C., Brunetti M., Carton A., Dalla Fontana G., Salvatore M. C., Zanoner T., Zuecco G. Analysis of the mass balance time series of glaciers in the Italian Alps // *Cryosphere*. 2016. T. 10. № 2. C. 695–712.
42. Charalampidis C., Fischer A., Kuhn M., Lambrecht A., Mayer C., Thomaidis K., Weber M. Mass-budget anomalies and geometry signals of three Austrian glaciers // *Frontiers in Earth Science*. 2018. T. 6. C. 218.
43. Chinn T. J. H. Structure and equilibrium of the Dry Valleys glaciers. // *New Zealand Antarctic Record, Special Issue*. 1985. T. 6. C. 73–88.
44. Cogley J. G. Geodetic and direct mass-balance measurements: Comparison and joint analysis // *Annals of Glaciology*. 2009. T. 50. № 50. C. 96–100.
45. Cogley J. G., Hock R., Rasmussen L. A., Arendt A. A., Bauder A., Braithwaite R. J., Jansson P., Kaser G., Moller M., Nicholson L., Zemp M. Glossary of glacier mass balance and related terms. Paris: , 2011.
46. Conway H., Rasmussen L. A., Marshall H. P. Annual mass balance of Blue Glacier, USA: 1955-97 // *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*. 1999. T. 81. № 4. C. 509–520.
47. Cox L. H., March R. S. Comparison of geodetic and glaciological mass-balance techniques, Gulkana Glacier, Alaska, U.S.A // *Journal of Glaciology*. 2004. T. 50. № 170. C. 363–370.
48. Day J. J., Bamber J. L., Valdes P. J., Kohler J. The impact of a seasonally ice free Arctic Ocean on the temperature, precipitation and surface mass balance of Svalbard // *Cryosphere*. 2012. T. 6. № 1. C. 35–50.
49. Demidov N. E., Borisik A. L., Verkulich S. R., Wetterich S., Gunar A. Y., Demidov V. E., Zheltenkova N. V., Koshurnikov A. V., Mikhailova V. M., Nikulina A. L., Ugrumov Y. V., Schirrmeister L. Geocryological and Hydrogeological Conditions of the Western Part of Nordenskiöld Land (Spitsbergen Archipelago) // *Izvestiya - Atmospheric and Ocean Physics*. 2020. T. 56. № 11. C. 1376–1400.
50. Edwards T. L., Nowicki S., Marzeion B., Hock R., Goelzer H., Seroussi H., Jourdain N. C., Slater D. A., Turner F. E., Smith C. J., McKenna C. M., Simon E., Abe-Ouchi A., Gregory J. M., Larour E., Lipscomb W. H., Payne A. J., Shepherd A., Agosta C., Alexander P., Albrecht T., Anderson B.,

Asay-Davis X., Aschwanden A., Barthel A., Bliss A., Calov R., Chambers C., Champollion N., Choi Y., Cullather R., Cuzzone J., Dumas C., Felikson D., Fettweis X., Fujita K., Galton-Fenzi B. K., Gladstone R., Golledge N. R., Greve R., и др. Projected land ice contributions to twenty-first-century sea level rise // *Nature* 2021 593:7857. 2021. T. 593. № 7857. C. 74–82.

51. Efron B. Bootstrap methods: another look at the jackknife // *The Annals of Statistics*. 1979. T. 7. № 1. C. 1–26.

52. Elagina N., Kutuzov S., Rets E., Smirnov A., Chernov R., Lavrentiev I., Mavlyudov B. Mass balance of Austre Grønfyordbreen, svalbard, 2006-2020, estimated by glaciological, geodetic and modeling approaches // *Geosciences (Switzerland)*. 2021. T. 11. № 2. C. 1–23.

53. Evans S. G., Tutubalina O. V., Drobyshv V. N., Chernomorets S. S., McDougall S., Petrakov D. A., Hungr O. Catastrophic detachment and high-velocity long-runout flow of Kolka Glacier, Caucasus Mountains, Russia in 2002 // *Geomorphology*. 2009. T. 105. № 3–4. C. 314–321.

54. Farnsworth W. R., Allaart L., Ingólfsson Ó., Alexanderson H., Forwick M., Noormets R., Retelle M., Schomacker A. Holocene glacial history of Svalbard: Status, perspectives and challenges // *Earth-Science Reviews*. 2020. T. 208. C. 103249.

55. Forel F. A. Les variations périodiques des glaciers. Discours préliminaire // *Extrait des Archives des Sciences physiques et naturelles XXXIV*. 1895. C. 209–229.

56. Førland E. J., Hanssen-Bauer I. Increased precipitation in the Norwegian Arctic: True or false? // *Climatic Change*. 2000. T. 46. № 4. C. 485–509.

57. Fountain A. G., Hoffman M. J., Granshaw F., Riedel J. The «benchmark glacier» concept - Does it work? Lessons from the North Cascade Range, USA // *Annals of Glaciology*. 2009. T. 50. № 50. C. 163–168.

58. Fountain A. G., Vecchia A. How many Stakes are Required to Measure the Mass Balance of a Glacier? // *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*. 1999. T. 81. № 4. C. 563–573.

59. Galos S. P., Klug C., Maussion F., Covi F., Nicholson L., Rieg L., Gurgiser W., Mölg T., Kaser G. Reanalysis of a 10-year record (2004–2013) of seasonal mass balances at Langenferner/Vedretta Lunga, Ortler Alps, Italy // *The Cryosphere*. 2017. T. 11. № 3. C. 1417–1439.

60. Gardner A. S., Moholdt G., Wouters B., Wolken G. J., Burgess D. O., Sharp M. J., Cogley J. G., Braun C., Labine C. Sharply increased mass loss from glaciers and ice caps in the Canadian Arctic Archipelago // *Nature* 2011 473:7347. 2011. T. 473. № 7347. C. 357–360.

61. Grabiec M. An estimation of snow accumulation on Svalbard glaciers on the basis of standard weather-station observations // *Annals of Glaciology*. 2005. T. 42. C. 269–276.

62. Graham Cogley J. Effective sample size for glacier mass balance // *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*. 1999. T. 81. № 4. C. 497–507.

63. Grosval'd M. G., Kotlyakov V. M. Present-Day Glaciers in the U.S.S.R. and Some Data on

their Mass Balance // *Journal of Glaciology*. 1969. T. 8. № 52. C. 9–22.

64. Hagen J. O., Eiken T., Kohler J., Melvold K. Geometry changes on Svalbard glaciers: Mass-balance or dynamic response? // *Annals of Glaciology*. : Cambridge University Press, 2005. C. 255–261.

65. Hagen J. O., Kohler J., Melvold K., Winther J. G., JO Hagen J. K. M. J.-G. W. Glaciers in Svalbard: Mass balance, runoff and freshwater flux // *Polar Research*. 2003. T. 22. № 2. C. 145–159.

66. Hagen J. O., Liestøl O. Long-Term Glacier Mass-Balance Investigations in Svalbard, 1950–88 // *Annals of Glaciology*. 1990. T. 14. C. 102–106.

67. Hock R. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation // *Journal of Glaciology*. 1999. T. 45. № 149. C. 101–111.

68. Hock R. Glacier melt: a review of processes and their modelling // *Progress in Physical Geography*. 2005. T. 29. № 3. C. 362–391.

69. Hoinkes H. Methoden und Möglichkeiten von Massenhaltungsstudien auf Gletschern: Ergebnisse der Messreihe Hintereisferner (Oetztaler Alpen) 1953–1968 // *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.* 1970. T. 6. C. 37–90.

70. Holmlund E. S. Aldegondabreen glacier change since 1910 from structure-from-motion photogrammetry of archived terrestrial and aerial photographs: Utility of a historic archive to obtain century-scale Svalbard glacier mass losses // *Journal of Glaciology*. 2020. T. 67. № 261. C. 107–116.

71. Holmlund P., Jansson P., Pettersson R. A re-analysis of the 58 year mass-balance record of Storglaciären, Sweden // *Annals of Glaciology*. 2005. T. 42. C. 389–394.

72. Huss M. Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change // *The Cryosphere*. 2013. T. 7. № 3. C. 877–887.

73. Huss M., Bauder A., Funk M. Homogenization of long-term mass-balance time series // *Annals of Glaciology*. 2009. T. 50. № 50. C. 198–206.

74. Huss M., Bauder A., Funk M., Hock R. Determination of the seasonal mass balance of four Alpine glaciers since 1865 // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2008. T. 113. № F1. C. 1015.

75. Huss M., Bauder A., Linsbauer A., Gabbi J., Kappenberger G., Steinegger U., Farinotti D. More than a century of direct glacier mass-balance observations on Claridenfirn, Switzerland // *Journal of Glaciology*. 2021. T. 67. № 264. C. 697–713.

76. IPCC. Summary for Policymakers // *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* / под ред. H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer. : IPCC Panel, 2019. C. 1–36.

77. IPCC. Summary for Policymakers. In: *The Physical Science Basis Summary for Policymakers Working Group I contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on*

Climate Change. , 2021. 42 c.

78. Isaksen K., Nordli Ø., Førland E. J., Łupikasza E., Eastwood S., Niedźwiedź T. Recent warming on Spitsbergen-Influence of atmospheric circulation and sea ice cover // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2016. T. 121. № 20. C. 11,913-11,931.

79. Isaksen K., Nordli Ø., Ivanov B., Køltzow M. A. Ø., Aaboe S., Gjelten H. M., Mezghani A., Eastwood S., Førland E., Benestad R. E., Hanssen-Bauer I., Brækkan R., Sviashchennikov P., Demin V., Revina A., Karandasheva T. Exceptional warming over the Barents area // *Scientific Reports* 2022 12:1. 2022. T. 12. № 1. C. 1–18.

80. Ivanov B. V, Zhuravskiy D. M., Prokhorova U. V, Bezgreshnov A. M., Terekhov A. V, Kurapov M. V, Paramzin A. S., Kashkova V. S. The studies of the Svalbard glacial surfaces albedo by an unmanned aerial vehicle. // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2022. T. 1040. № 1. C. 012002.

81. Kaser G., Fountain A., Jansson P. A Manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers with particular attention to low latitude characteristics; Technical documents in hydrology; Vol.:59; 2003. Paris: UNESCO, 2003. 137 c.

82. Keller R. The international hydrological decade — The international hydrological programme // *Geoforum*. 1976. T. 7. № 2. C. 139–143.

83. Klug C., Bollmann E., Galos S. P., Nicholson L., Prinz R., Rieg L., Sailer R., Stötter J., Kaser G. Geodetic reanalysis of annual glaciological mass balances (2001–2011) of Hintereisferner, Austria // *The Cryosphere*. 2018. T. 12. № 3. C. 833–849.

84. Kohler J., James T. D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N. E., Aas H. F., Luckman A. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers // *Geophysical Research Letters*. 2007. T. 34. № 18. C. 1–5.

85. Krimmel R. M. Analysis of difference between direct and geodetic mass balance measurements at South Cascade Glacier, Washington // *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*. 1999. T. 81. № 4. C. 653–658.

86. Lang C., Fettweis X., Erpicum M. Future climate and surface mass balance of Svalbard glaciers in an RCP8.5 climate scenario: A study with the regional climate model MAR forced by MIROC5 // *Cryosphere*. 2015. T. 9. № 3. C. 945–956.

87. Laufer-Meiser K., Michaud A. B., Maisch M., Byrne J. M., Kappler A., Patterson M. O., Røy H., Jørgensen B. B. Potentially bioavailable iron produced through benthic cycling in glaciated Arctic fjords of Svalbard // *Nature Communications*. 2021. T. 12. № 1. C. 1349.

88. Lefauconnier B., Hagen J. O. Glaciers and Climate in Svalbard: Statistical Analysis and Reconstruction of the Brøggerbreen Mass Balance for the Last 77 Years // *Annals of Glaciology*. 1990. T. 14. C. 148–152.



89. Lehning M., Grünewald T., Schirmer M. Mountain snow distribution governed by an altitudinal gradient and terrain roughness // *Geophysical Research Letters*. 2011. T. 38. № 19. C. 19504.
90. Magnússon E. Volume changes of Vatnajökull ice cap, Iceland, due to surface mass balance, ice flow, and subglacial melting at geothermal areas // *Geophysical Research Letters*. 2005. T. 32. № 5. C. L05504.
91. Marcianesi F., Aulicino G., Wadhams P. Arctic sea ice and snow cover albedo variability and trends during the last three decades // *Polar Science*. 2021. T. 28. C. 100617.
92. Martín-Español A., Navarro F. J., Otero J., Lapazaran J. J., Błaszczuk M. Estimate of the total volume of Svalbard glaciers, and their potential contribution to sea-level rise, using new regionally based scaling relationships // *Journal of Glaciology*. 2015. T. 61. № 225. C. 29–41.
93. Meier M. F., Tangborn W. V. Net Budget and Flow of South Cascade Glacier, Washington // *Journal of Glaciology*. 1965. T. 5. № 41. C. 547–566.
94. Meier M. F., Tangborn W. V., Mayo L. R., Post A. Combined Ice and Water Balances of Gulkana and Wolverine Glaciers, Alaska, and South Cascade Glacier, Washington, 1965 and 1966 Hydrologic Years. , 1971. 22 c.
95. Mernild S. H., Liston G. E. The Influence of Air Temperature Inversions on Snowmelt and Glacier Mass Balance Simulations, Ammassalik Island, Southeast Greenland // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 2010. T. 49. № 1. C. 47–67.
96. Moholdt G., Hagen J. O., Eiken T., Schuler T. V. Geometric changes and mass balance of the Austfonna ice cap, Svalbard // *Cryosphere*. 2010. T. 4. № 1. C. 21–34.
97. Moholdt G., Wouters B., Gardner A. S. Recent mass changes of glaciers in the Russian High Arctic // *Geophysical Research Letters*. 2012. T. 39. № 10. C. 10502.
98. Möller M., Kohler J., M Möller J. K. Differing Climatic Mass Balance Evolution Across Svalbard Glacier Regions Over 1900–2010 // *Frontiers in Earth Science*. 2018. T. 6. № September. C. 1–20.
99. Muckenhuber S., Nilsen F., Korosov A., Sandven S. Sea ice cover in Isfjorden and Hornsund, Svalbard (2000–2014) from remote sensing data // *The Cryosphere*. 2016. T. 10. № 1. C. 149–158.
100. Murray T., James T., MacHeret Y., Lavrentiev I., Glazovsky A., Sykes H. Geometric Changes in a Tidewater Glacier in Svalbard during its Surge Cycle // <https://doi.org/10.1657/1938-4246-44.3.359>. 2018. T. 44. № 3. C. 359–367.
101. Narasimhan T. N. Hydrological Cycle and Water Budgets // *Encyclopedia of Inland Waters*. 2009. C. 714–720.
102. Navarro F. Ice-volume changes (1936–1990) and structure of Aldegondabreen, Spitsbergen // *Annals of Glaciology*. 2005. T. 42. C. 158–162.
103. Nilsen F., Skogseth R., Vaardal-Lunde J., Inall M. A Simple Shelf Circulation Model:

Intrusion of Atlantic Water on the West Spitsbergen Shelf // *Journal of Physical Oceanography*. 2016. T. 46. № 4. C. 1209–1230.

104. Noël B., Jakobs C. L., Pelt W. J. J. van, Lhermitte S., Wouters B., Kohler J., Hagen J. O., Luks B., Reijmer C. H., Berg W. J. van de, Broeke M. R. van den. Low elevation of Svalbard glaciers drives high mass loss variability // *Nature Communications*. 2020. T. 11. № 1. C. 1–8.

105. Nordli Ø., Przybylak R., Ogilvie A. E. J., Isaksen K. Long-term temperature trends and variability on spitsbergen: The extended svalbard airport temperature series, 1898-2012 // *Polar Research*. 2014. T. 33. № 1 SUPPL. C. 21349.

106. Norsk Klimaservicesenter. Climate in Svalbard 2100 – a knowledge base for climate adaptation // *NCCS report no.1/2019*. 2019. № 1. C. 1–208.

107. Nuth C., Kääb. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change // *Cryosphere*. 2011. T. 5. № 1. C. 271–290.

108. Nuth C., Kohler J., König M., Deschwanden A. von, Hagen J. O., Kääb A., Moholdt G., Pettersson R. Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard // *The Cryosphere*. 2013. T. 7. № 5. C. 1603–1621.

109. O’Neel S., McNeil C., Sass L. C., Florentine C., Baker E. H., Peitzsch E., McGrath D., Fountain A. G., Fagre D. Reanalysis of the US Geological Survey Benchmark Glaciers: long-term insight into climate forcing of glacier mass balance // *Journal of Glaciology*. 2019. T. 65. № 253. C. 850–866.

110. Oerlemans J. Atmospheric science: Extracting a climate signal from 169 glacier records // *Science*. 2005. T. 308. № 5722. C. 675–677.

111. Oerlemans J. *Minimal Glacier Models*. Utrecht, The Netherlands: Utrecht University, 2008.

112. Ohmura A. Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method // *Journal of Applied Meteorology*. 2001. T. 40. № 4. C. 753–761.

113. Olson M., Rupper S. Impacts of topographic shading on direct solar radiation for valley glaciers in complex topography // *Cryosphere*. 2019. T. 13. № 1. C. 29–40.

114. Østrem G., Brugman M. *Glacier mass-balance measurements. A manual for field and office work.*, 1991.

115. Ostrem G., Haakensen N. Map Comparison of Traditional Mass-balance Measurements: Which Method is Better? // *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*. 1999. T. 81. № 4. C. 703–711.

116. Paterson W. S. B. *The Physics of Glaciers*. : Elsevier, 1994. Вып. 3rd. 496 с.

117. Paul F., Barrand N. E., Baumann S., Berthier E., Bolch T., Casey K., Frey H., Joshi S. P., Konovalov V., Bris R. Le, Mölg N., Nosenko G., Nuth C., Pope A., Racoviteanu A., Rastner P., Raup B., Scharer K., Steffen S., Winsvold S. On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing

data // *Annals of Glaciology*. 2013. T. 54. № 63. C. 171–182.

118. Pelt W. J. J. van, Oerlemans J., Reijmer C. H., Pohjola V. A., Pettersson R., Angelen J. H. van. Simulating melt, runoff and refreezing on Nordenskiöldbreen, Svalbard, using a coupled snow and energy balance model // *The Cryosphere*. 2012. T. 6. № 3. C. 641–659.

119. Pelt W. J. J. van, Pohjola V. A., Reijmer C. H. The Changing Impact of Snow Conditions and Refreezing on the Mass Balance of an Idealized Svalbard Glacier // *Frontiers in Earth Science*. 2016. T. 4. C. 102.

120. Pelt W. J. J. Van, Schuler T. V., Pohjola V. A., Pettersson R. Accelerating future mass loss of Svalbard glaciers from a multi-model ensemble // *Journal of Glaciology*. 2021. T. 67. № 263. C. 485–499.

121. Pelt W. van, Pohjola V., Pettersson R., Marchenko S., Kohler J., Luks B., Hagen J. O., Schuler T. V., Dunse T., Noël B., Reijmer C. A long-term dataset of climatic mass balance, snow conditions and runoff in Svalbard (1957-2018) // *The Cryosphere Discussions*. 2019. C. 1–30.

122. Pelt W. Van, Pohjola V., Pettersson R., Marchenko S., Kohler J., Luks B., Ove Hagen J., Schuler T. V., Dunse T., Noël B., Reijmer C., Hagen J. O., Schuler T. V., Dunse T., Noël B., Reijmer C. A long-term dataset of climatic mass balance, snow conditions, and runoff in Svalbard (1957–2018) // *The Cryosphere*. 2019. T. 13. № 9. C. 2259–2280.

123. Popovnin V. V. Current state of glacier monitoring in Russia 2019 // 125 years of internationally coordinated glacier monitoring: achievements and future challenges. Summary report on the IUGG General Assembly and the WGMS General Assembly of National Correspondents 2019. Zurich, Switzerland: World Glacier Monitoring Service, 2020. C. 45–47.

124. Prokhorova U., Terekhov A., Ivanov B., Demidov V. Heat balance of a low-elevated Svalbard glacier during the ablation season: A case study of Aldegondabreen // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2023. T. 55. № 1.

125. Przybylak R., Wszyński P. Air temperature changes in the Arctic in the period 1951–2015 in the light of observational and reanalysis data // *Theor. Appl. Climatol*. 2020. T. 139. № 1–2. C. 75–94.

126. Pulwiczki A., Flowers G. E., Radic V., Bingham D. Estimating winter balance and its uncertainty from direct measurements of snow depth and density on alpine glaciers // *Journal of Glaciology*. 2018. T. 64. № 247. C. 781–795.

127. Réveillet M., Vincent C., Six D., Rabatel A. Which empirical model is best suited to simulate glacier mass balances? // *Journal of Glaciology*. 2017. T. 63. № 237. C. 39–54.

128. Roe G. H. What do glaciers tell us about climate variability and climate change? // *Journal of Glaciology*. 2011. T. 57. № 203. C. 567–578.

129. Rolstad C., Haug T., Denby B. Spatially integrated geodetic glacier mass balance and its

uncertainty based on geostatistical analysis: Application to the western Svartisen ice cap, Norway // *Journal of Glaciology*. 2009. T. 55. № 192. C. 666–680.

130. Schuler T. V., Kohler J., Elagina N., Hagen J. O. M., Hodson A. J., Jania J. A., Kääb A. M., Luks B., Małeckı J., Moholdt G., Pohjola V. A., Sobota I., Pelt W. J. J. Van. Reconciling Svalbard Glacier Mass Balance // *Frontiers in Earth Science*. 2020. T. 8. C. 156.

131. Schytt V. Mass Balance Studies in Kebnekajse // *Journal of Glaciology*. 1962. T. 4. № 33. C. 281–288.

132. Serreze M. C., Barry R. G. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis // *Glob. Planet Change*. 2011. T. 77. № 1–2. C. 85–96.

133. Shean D. E., Alexandrov O., Moratto Z. M., Smith B. E., Joughin I. R., Porter C., Morin P. An automated, open-source pipeline for mass production of digital elevation models (DEMs) from very-high-resolution commercial stereo satellite imagery // *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 2016. T. 116. C. 101–117.

134. Slater T., Lawrence I. R., Otosaka I. N., Shepherd A., Gourmelen N., Jakob L., Tepes P., Gilbert L., Nienow P. Review article: Earth's ice imbalance // *Cryosphere*. 2021. T. 15. № 1. C. 233–246.

135. Sold L., Huss M., Machguth H., Joerg P. C., Leysinger Vieli G., Linsbauer A., Salzmann N., Zemp M., Hoelzle M. Mass Balance Re-analysis of Findelengletscher, Switzerland; Benefits of Extensive Snow Accumulation Measurements // *Frontiers in Earth Science*. 2016. T. 4. C. 18.

136. Solovyanova I. Y., Mavlyudov B. R. Mass balance observations on some glaciers in 2004/2005 and 2005/2006 balance years, Nordenskiöld Land, Spitsbergen // *The Dynamics and Mass Budget of Arctic Glaciers: Extended abstracts. Workshop and GLACIODYN (IPY) meeting, 15-18 January. Pontresina (Switzerland): IASC Working group on Arctic Glaciology, 2007*. C. 115–120.

137. Tangborn W., Mayo L., Scully D., Krimmel R. M. Combined Ice and water balances of Maclure Glacier, California, South Cascade Glacier, Washington, and Wolverine and Gulkana Glaciers, Alaska, 1967 hydrologic year. , 1977. 19 c.

138. Terekhov A., Prokhorova U., Verkulich S., Demidov V., Sidorova O., Anisimov M., Romashova K. Two decades of mass-balance observations on Aldegondabreen, Spitsbergen: interannual variability and sensitivity to climate change // *Annals of Glaciology*. 2023. C. 1–11.

139. Terekhov A. V., Tarasov G. V., Sidorova O. R., Demidov V. E., Anisimov M. A., Verkulich S. R. ArcticDEM for glaciological studies: intercomparison between geodetic and direct mass-balance measurements at Aldegonda glacier (Nordenskiöld Land) // *SVALBARD SCIENCE CONFERENCE 2019 Book of abstracts. Oslo, Norway: , 2019*. C. 59.

140. Terekhov A. V., Verkulich S., Borisik A., Demidov V., Prokhorova U., Romashova K., Anisimov M., Sidorova O., Tarasov G. Mass balance, ice volume, and flow velocity of the Vestre

Grønfyordbreen (Svalbard) from 2013/14 to 2019/20 // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2022. T. 54. № 1. C. 584–602.

141. Thibert E., Blanc R., Vincent C., Eckert N. Glaciological and volumetric mass-balance measurements: Error analysis over 51 years for Glacier de Sarennes, French Alps // *Journal of Glaciology*. 2008. T. 54. № 186. C. 522–532.

142. Thibert E., Vincent C. Best possible estimation of mass balance combining glaciological and geodetic methods // *Annals of Glaciology*. 2009. T. 50. № 50. C. 112–118.

143. Thomson L. I., Zemp M., Copland L., Cogley J. G., Ecclestone M. A. Comparison of geodetic and glaciological mass budgets for White Glacier, Axel Heiberg Island, Canada // *Journal of Glaciology*. 2017. T. 63. № 237.

144. Vincent C., Cusicanqui D., Jourdain B., Laarman O., Six D., Gilbert A., Walpersdorf A., Rabatel A., Piard L., Gimbert F., Gagliardini O., Peyaud V., Arnaud L., Thibert E., Brun F., Nanni U. Geodetic point surface mass balances: A new approach to determine point surface mass balances on glaciers from remote sensing measurements // *Cryosphere*. 2021. T. 15. № 3. C. 1259–1276.

145. Vincent C., Fischer A., Mayer C., Bauder A., Galos S. P., Funk M., Thibert E., Six D., Braun L., Huss M. Common climatic signal from glaciers in the European Alps over the last 50 years // *Geophysical Research Letters*. 2017. T. 44. № 3. C. 1376–1383.

146. Vincent C., Six D. Relative contribution of solar radiation and temperature in enhanced temperature-index melt models from a case study at Glacier de Saint-Sorlin, France // *Annals of Glaciology*. 2013. T. 54. № 63. C. 11–17.

147. Wagnon P., Brun F., Khadka A., Berthier E., Shrestha D., Vincent C., Arnaud Y., Six D., Dehecq A., Ménégoz M., Jomelli V. Reanalysing the 2007-19 glaciological mass-balance series of Mera Glacier, Nepal, Central Himalaya, using geodetic mass balance // *Journal of Glaciology*. 2020. T. 67. № 2013. C. 117–125.

148. Wallén C. C. Glacial-meteorological investigations on the Kårša Glacier in Swedish Lapland 1942-1948. // *Geografiska Annaler*. 1949a. C. 240.

149. Wallén C. C. The Shrinkage of the Kårša Glacier and its Probable Meteorological Causes // <http://dx.doi.org/10.1080/20014422.1949.11880811>. 1949b. T. 31. № 1–4. C. 275–291.

150. Wangensteen B., Weydahl D. J., Hagen J. O. Mapping glacier velocities on Svalbard using ERS tandem DInSAR data // <http://dx.doi.org/10.1080/00291950500375500>. 2007. T. 59. № 4. C. 276–285.

151. Wiczorek I., Strzelecki M. C., Stachnik Ł., Yde J. C., Małecki J. Post-Little Ice Age glacial lake evolution in Svalbard: inventory of lake changes and lake types // *Journal of Glaciology*. 2023. T. 69. № 277. C. 1449–1465.

152. Wouters B., Gardner A. S., Moholdt G. Global glacier mass loss during the GRACE satellite

mission (2002-2016) // *Frontiers in Earth Science*. 2019. T. 7. C. 96.

153. Zemp M., Hoelzle M., Haeberli W. Six decades of glacier mass-balance observations: A review of the worldwide monitoring network // *Annals of Glaciology*. 2009. T. 50. № 50. C. 101–111.

154. Zemp M., Huss M., Thibert E., Eckert N., McNabb R., Huber J., Barandun M., Machguth H., Nussbaumer S. U., Gärtner-Roer I., Thomson L., Paul F., Maussion F., Kutuzov S., Cogley J. G. Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016 // 2019. T. 568. № 7752. C. 382–386.

155. Zemp M., Thibert E., Huss M., Stumm D., Rolstad Denby C., Nuth C., Nussbaumer S. U., Moholdt G., Mercer A., Mayer C., Joerg P. C., Jansson P., Hynek B., Fischer A., Escher-Vetter H., Elvehøy H., Andreassen L. M. Reanalysing glacier mass balance measurement series // *Cryosphere*. 2013. T. 7. № 4. C. 1227–1245.

156. Zou X., Ding M., Sun W., Yang D., Liu W., Huai B., Jin S., Xiao C. The surface energy balance of Austre Lovénbreen, Svalbard, during the ablation period in 2014 // *Polar Research*. 2021. T. 40.

157. Intergovernmental Meeting of Experts for the IHD - Final report . Paris: , 1964. 54 с.

158. PSFG: Fluctuations of Glaciers 1959-1965, Vol. 1 / под ред. I. P. Kasser. Paris: IAHS (ICSU) and UNESCO, 1967. 52 с.

159. Mass-Balance Terms // *Journal of Glaciology*. 1969. T. 8. № 52. C. 3–7.

160. First session of the Intergovernmental Council (of the) International Hydrological Programme (IHP), Paris, 9-17 April 1975: final report. Paris: , 1975. 113 с.

161. 125 years of internationally coordinated glacier monitoring: achievements and future challenges. Zurich, Switzerland: , 2020. 63 с.

162. August 2020 Global Climate Report [Электронный ресурс]. URL: <https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/monthly-report/global/202008> (дата обращения: 29.08.2021).

163. Heatwaves and warm spells [Электронный ресурс]. URL: <https://climate.copernicus.eu/esotc/2020/heatwaves-and-warm-spells-during-2020> (дата обращения: 31.08.2021).

164. About WGMS [Электронный ресурс]. URL: [https://wgms.ch/about\\_wgms/](https://wgms.ch/about_wgms/) (дата обращения: 31.08.2021).

165. Climate bulletins [Электронный ресурс]. URL: <https://climate.copernicus.eu/climate-bulletins> (дата обращения: 30.08.2021).

## Список иллюстративного материала

### Перечень рисунков

Рисунок 1.1 — Глобальные потери массы льда с 1995 г. и их вклад в повышение уровня Мирового океана .....	15
Рисунок 2.1 — Распределение оледенения по территории архипелага Шпицберген и темпы изменений его площади .....	25
Рисунок 2.2 — Обобщённые гипсометрические кривые оледенения Шпицбергена. ....	26
Рисунок 2.3 — Существующие на Шпицбергене масс-балансовые мониторинговые программы: 1 — прочих организаций, 2 — ФГБУ «ААНИИ».....	28
Рисунок 2.4 — Расположение района работ. Ледники района Баренцбурга: 1 — Вёринг, 2 — Альдегонда, 3 — Линне, 4 — Дальфонна Восточный, 5 — Западный Грёнфьорд, 6 — Восточный Грёнфьорд, 7 — Фритьоф.....	29
Рисунок 2.5 — Осредненная внутригодовая изменчивость основных метеорологических параметров в Баренцбурге (2000–2020 гг.).....	30
Рисунок 2.6 — Повторяемость ветров разных направлений на метеостанции Баренцбурга в 2000–2020 гг., в процентах от сроков наблюдений.....	30
Рисунок 3.1 — Конфигурация сети наблюдений на леднике Альдегонда, а также рельеф его поверхности.....	42
Рисунок 3.2 — Конфигурация сети наблюдений на леднике Западный Грёнфьорд, а также рельеф его поверхности.....	42
Рисунок 3.3 — Маршруты топографической съёмки, проведённой автором на ледниках: а) Альдегонда (2018 г.), б) Западный Грёнфьорд (2019 г.) .....	45
Рисунок 3.4 — Сравнение высот абляционных реек, использованных ранее в годовых отчётах ФГБУ «ААНИИ» и их точных высот, полученных автором.....	47
Рисунок 3.5 — Изменения высотного профиля рассматриваемых ледников: а) Альдегонда в 2008–2018 гг., б) Западный Грёнфьорд в 2013–2018 гг.....	49
Рисунок 3.6 — Эмпирические кривые для определения относительной погрешности средней по леднику высоты снежного покрова (по [Терехов, Василевич, Прохорова, 2023]) ....	59
Рисунок 4.1 — Диаграммы зависимости баланса массы, измеренного на абляционных рейках на леднике Альдегонда, от высоты над уровнем моря .....	68
Рисунок 4.2 — Диаграммы зависимости баланса массы, измеренного на абляционных рейках на леднике Западный Грёнфьорд, от высоты над уровнем моря .....	69

Рисунок 4.3 — Расположение ледников Вёринг и Альдегонда (а), а также изменение высоты их поверхности в метрах: ледник Вёринг в 2013–2019 гг. (б), ледник Альдегонда в 2008–2013 гг. (в) и в 2013–2018 гг. (г).....	71
Рисунок 4.4 — Экспозиция поверхности, а также приходящий поток солнечной радиации при ясном небе на поверхности ледников: Вёринг (а, б) и Альдегонда (в, г).....	72
Рисунок 4.5 — Зависимость снижения поверхности ледников от высоты над уровнем моря и приходящего потока солнечной радиации при ясном небе (а — ледник Альдегонда, 2008–2013 гг., б — ледник Альдегонда, 2013–2018 гг., в — ледник Вёринг, 2013–2019 гг.) .....	73
Рисунок 4.6 — Зависимость изменения высоты поверхности ледников от приходящего потока солнечной радиации при ясном небе (а — ледник Альдегонда, 2008–2013 гг., б — ледник Альдегонда, 2013–2018 гг., ледник Вёринг, 2013–2019 гг.) .....	74
Рисунок 4.7 — Отсутствие связи между интегральной плотностью снежного покрова и высотой над уровнем моря для ледника Западный Грёнфьорд в 2014–2020 гг.....	79
Рисунок 4.8 — Годовые перемещения абляционных реек, измеренные в 2018–2019 гг. (а) и уклоны ложа ледника Альдегонда (б).....	80
Рисунок 4.9 — Снижение поверхности ледника Западный Грёнфьорд в 2015–2019 гг. (а) и измеренные скорости движения льда (б).....	81
Рисунок 4.10 — Зависимости между показателями баланса массы ледника Альдегонда и основными метеопараметрами, измеренными на метеостанции Баренцбурга .....	82
Рисунок 4.11 — Зависимости между показателями баланса массы ледника Западный Грёнфьорд и основными метеопараметрами, измеренными на метеостанции Баренцбурга .....	83
Рисунок 4.12 — Условие, при котором зимнее снегонакопление полностью компенсирует абляцию за последующее лето, для ледников Западный Грёнфьорд (а) и Альдегонда (б) .....	88
Рисунок 4.13 — Масс-балансовые показатели ледника Альдегонда в 21-м веке.....	92
Рисунок 4.14 — Масс-балансовые показатели ледника Западный Грёнфьорд в 21-м веке .....	93
Рисунок 4.15 — Повторяемость фаз индекса Северо-Атлантического колебания (NAO) в начале 21-го века: 1 — отрицательная фаза, 2 — положительная фаза .....	94
Рисунок 4.16 — Снижение поверхности ледника Дальфонна Восточный (по [Терехов и др., 2022]): а) 2008–2013 гг., б) 2013–2019 гг. ....	95



### Перечень таблиц

Таблица 3.1 — Количество точек снегомерных съемок на леднике Западный Грэнфьорд .....	43
Таблица 3.2 — Количество точек снегомерных съемок на леднике Альдегонда .....	44
Таблица 3.3 — Сравнение показателей годового баланса массы ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд до и после проведения процедуры гомогенизации. ....	51
Таблица 4.1 — Показатели баланса массы ледника Западный Грэнфьорд .....	65
Таблица 4.2 — Показатели баланса массы ледника Альдегонда .....	66
Таблица 4.3 — Связь между приходящим потоком коротковолновой радиации при ясном небе и снижением поверхности ледников Альдегонда и Вёринг, по высотным интервалам .....	74
Таблица 4.4 — Различия в толщине слоя абляции льда, вызванные неравномерностью инсоляции и высотным градиентом таяния, на ледниках Альдегонда и Вёринг .....	75
Таблица 4.5 — Корреляции основных характеристик снежного покрова ледника Альдегонда с выбранными морфометрическими величинами .....	77
Таблица 4.6 — Корреляции основных характеристик снежного покрова ледника Западный Грэнфьорд с выбранными морфометрическими величинами .....	78
Таблица 4.7 — Значения коэффициентов линейной корреляции между основными масс-балансовыми показателями исследуемых ледников и метеорологическими параметрами, измеренными в Баренцбурге .....	84
Таблица 4.8 — Эмпирические значения коэффициентов линейной регрессии для баланса массы ледников Альдегонда и Западный Грэнфьорд .....	88
Таблица 4.9 — Реконструированные значения баланса массы ледника Альдегонда .....	89
Таблица 4.10 — Сравнение кумулятивных балансов, рассчитанных двумя методами, для ледника Западный Грэнфьорд .....	90
Таблица 4.11 — Сравнение кумулятивных балансов, рассчитанных двумя методами, для ледника Альдегонда .....	90