

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ
Федеральное государственное бюджетное учреждение
«Арктический и антарктический научно-исследовательский институт»

На правах рукописи

Прохорова Ульяна Вячеславовна
**ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ЛЕДНИКОВ ЗЕМЛИ НОРДЕНШЕЛЬДА НА
ПРИМЕРЕ ЛЕДНИКА АЛЬДЕГОНДА (О. ЗАПАДНЫЙ
ШПИЦБЕРГЕН)**

Научная специальность 1.6.18. Науки об атмосфере и климате

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
к.г.н., доцент Иванов Борис Вячеславович

Санкт-Петербург, 2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1 ЛЕДНИКИ ОСТРОВА ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН КАК ОБЪЕКТ ТЕПЛОБАЛАНСОВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	13
1.1 Краткая физико-географическая характеристика района исследования.....	13
1.2 Характер оледенения Шпицбергена.....	14
1.3 Климат архипелага Шпицберген.....	16
1.4 Климатические изменения на архипелаге Шпицберген.....	21
1.5 История теплобалансовых наблюдений на ледниках архипелага Шпицберген.....	25
Выводы к главе 1.....	27
ГЛАВА 2 МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ.....	28
2.1 Тепловой баланс поверхности ледника.....	28
2.2 Метеорологические и актинометрические данные.....	31
2.3 Теплобалансовое моделирование.....	33
2.3.1 Описание модели.....	33
2.3.2 Инициализация модели.....	37
2.3.3 Расчет компонентов теплового баланса.....	41
2.3.4 Расчет таяния поверхности ледника.....	48
2.4 Измерения толщины стаявшего слоя льда.....	49
Выводы к главе 2.....	53
ГЛАВА 3 ОЦЕНКА ВКЛАДА КОМПОНЕНТОВ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА В ВНУТРИСЕЗОННУЮ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПОВЕРХНОСТНОГО ТАЯНИЯ ЛЕДНИКА АЛЬДЕГОНДА.....	54
3.1 Обзор предыдущих теплобалансовых наблюдений на ледниках Шпицбергена.....	54
3.2 Соотношение вклада составляющих теплового баланса в таяние.....	55
3.3 Роль турбулентных потоков в тепловом балансе ледника Альдегонда.....	59
3.4 Верификация результатов моделирования.....	63
Выводы к главе 3.....	68
ГЛАВА 4 ВКЛАД КОМПОНЕНТОВ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА В МЕЖСЕЗОННУЮ ИЗМЕНЧИВОСТЬ АБЛЯЦИИ ЛЕДНИКА АЛЬДЕГОНДА.....	69

4.1 Связь абляции льда с метеорологическими факторами.....	69
4.2 Влияние волн тепла (heat wave) на внутрисезонную изменчивость соотношения компонентов баланса.....	74
4.3 Пространственное распределение компонентов теплового баланса.....	78
Выводы к главе 4.....	85
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	87
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:.....	90
СПИСОК ОСНОВНЫХ СОКРАЩЕНИЙ.....	100

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы

На протяжении последних десятилетий в районе архипелага Шпицберген наблюдается устойчивое потепление, темпы которого превышают среднемировые из-за эффектов «арктического усиления» (*Nordli et al., 2014; Gjelten et al., 2016; Isaksen et al., 2016; Карандашева и др., 2020; Isaksen et al., 2022*). Количество атмосферных осадков также имеет тенденцию роста, но выраженную в гораздо меньшей степени (*Førland et al., 2020*), вследствие чего зимнее снегонакопление на ледниках архипелага не способно компенсировать их летнее таяние. Поэтому общий баланс массы оледенения архипелага Шпицберген демонстрирует отрицательный тренд и составляет, по последним оценкам, -7 ± 4 млрд т/год без учёта откалывания айсбергов от выводных ледников (*Schuler et al., 2020*). В свете этих фактов мониторинг и прогнозирование масс-балансовых характеристик ледников архипелага, безусловно, являются актуальными научными задачами.

В проводимом исследовании основным методом является теплобалансовое моделирование, применяемое к горно-долинному леднику Альдегонда в сезон абляции. Теплобалансовые модели, базирующиеся на термодинамическом подходе, полезны тем, что позволяют количественно охарактеризовать вклад того или иного метеорологического параметра в таяние на поверхности ледника и выявить механизмы взаимодействия между элементами климатической системы (криосфера–атмосфера).

В настоящее время для оценки абляции арктических ледников в основном используются модели, базирующиеся на эмпирической зависимости таяния от температуры воздуха (*Кренке и Ходаков, 1966; Ohmura, 2001; Hock, 2003; Чернов и др., 2019*) и дающие интегральную оценку абляции по всему леднику, и модели, в основе которых лежит уравнение теплового баланса ледника (*Hock, 2005*). Последние требуют большого количества пространственно распределённых параметров и используются реже в связи с меньшим количеством проводимых на ледниках актинометрических наблюдений, а также из-за трудностей оценки турбулентных потоков и отражательных характеристик поверхности. Тем не менее, теплобалансовые модели для сезонных и межгодовых оценок баланса массы применялись и демонстрировали хорошие результаты для ледников на севере Канады (*Wheler, Flowers, 2011*), в швейцарских Альпах (*Klok, Oerlemans, 2002*), на Кавказе (*Волошина, 1966; Волошина, 2001; Рец и др., 2011; Торопов и др., 2018*) и на

Западном Шпицбергене (*Священников, Рагулина, 2010; Van Peltet et al., 2012; Karner et al., 2013; Arnold et al., 2006*).

В исследовании изложены результаты оценки составляющих теплового баланса поверхности ледника Альдегонда, выполненной на основе данных натурных наблюдений с 2018 по 2022 гг. Компоненты баланса рассчитаны с применением математической модели с часовым разрешением. Для верификации результатов, полученное по результатам моделирования пространственное распределение абляции сравнивалось с данными натурных измерений толщины стаявшего слоя льда по абляционным рейкам за аналогичные периоды времени. Ледник Альдегонда типичен по своим размерам и по диапазону высот для центральной части острова Западный Шпицберген, где оледенение сокращается наиболее быстрыми темпами, поэтому полученные результаты можно экстраполировать на все небольшие и низко расположенные горно-долинные ледники Земли Норденшельда.

Объектом исследования является ледник Альдегонда в условиях современных изменений климата. **Предметом** — тепловой баланс поверхности ледников Шпицбергена, расположенных ниже современной снеговой линии.

Целью исследования является оценка влияния компонентов теплового баланса на внутрисезонную и межгодовую абляцию ледника Альдегонда.

Для достижения цели работы были сформулированы следующие **задачи**:

1. Проведение натурных актинометрических и микроклиматических наблюдений на леднике Альдегонда; Проверка репрезентативности использования данных;
2. Разработка алгоритма для математического моделирования расчёта компонентов теплового баланса, основанного на физических и эмпирических закономерностях;
3. Оценка вклада компонентов теплового баланса в таяние ледника Альдегонда по теплобалансовой модели;
4. Исследование аномалий в соотношении компонентов теплового баланса;
5. Верификация результатов моделирования по данным фактических измерений таяния поверхности ледника Альдегонда;
6. Оценка вклада компонентов баланса в межгодовую изменчивость абляции на основе установленных зависимостей;
7. Оценка вклада компонентов баланса в пространственное распределение величины абляции.

Новизна исследования:

- проведены уникальные для рассматриваемого региона архипелага Шпицберген теплобалансовые и микроклиматические наблюдения;
- разработана математическая модель таяния поверхности ледника, основанная на современных методиках оценки составляющих теплового баланса, позволяющая экстраполировать значения из точки наблюдений на всю поверхность ледника;
- впервые показана изменчивость соотношения компонентов теплового баланса с разрешением в одни сутки для всего сезона абляции снега и льда на леднике;
- впервые представлена внутрисезонная изменчивость соотношения компонентов теплового баланса для центрального региона архипелага Шпицберген;
- рассмотрен механизм влияния погодных аномалий, таких как волны тепла, на тепловой баланс и абляцию ледника Альдегонда;
- впервые приведены оценки влияния неравномерности распределения приходящего потока солнечной радиации в зависимости от экспозиции ледника на величину абляции.

Теоретическая и практическая значимость проведенного исследования состоит в том, что ледники, будучи, наравне с морским льдом, частью криосферы Земли, являются индикатором глобальных изменений климата. В условиях современного потепления ледники Арктики стремительно сокращаются в площади и в объёме, что особенно выражено на архипелаге Шпицберген. Понимание механизмов воздействия климата на абляцию ледников в текущих условиях даст представление о возможном развитии событий в будущем. Применяемая в исследовании модель теплового баланса не является прогностической, её основная задача — оценка вклада в абляцию ледника Альдегонда компонентов баланса.

Достоверность результатов обеспечивается использованием данных высокого качества и применением современных методик исследования. Ряды данных автоматических метеорологических станций в непосредственной близости от ледника Альдегонда ежегодно проходят контроль на наличие грубых ошибок и сдаются в архивы ФГБУ “ААНИИ”. Данные АМС дополнительно проверялись на предмет влияния подстилающей поверхности на показания датчиков и репрезентативность их использования. Данные

актинометрических исследований на леднике также сдаются в фонды ФГБУ “ААНИИ” и проходят регистрацию в федеральном реестре баз данных. Используемые в работе данные гляциологического мониторинга и данные снегомерных съемок проходят контроль в отделах географии полярных стран и гидрологии устьев рек и водных ресурсов и сдаются в фонды ФГБУ “ААНИИ”.

В работе используются данные метеостанции Баренцбург, работающей на сети Росгидромета. Данные проходят контроль качества и публикуются на сайте мирового центра данных в г. Обнинск (ВНИИГМИ-МЦД).

Методики расчёта составляющих теплового баланса базируются на физических законах и эмпирических зависимостях, установленных в различных исследованиях, посвященных, как в целом тепловому балансу, так и отдельным его составляющим, опробованные для схожих условий.

Результаты расчета компонентов теплового баланса проходили дополнительную верификацию для определения погрешности используемых методик. Оценка отражательных свойств поверхности ледника Альдегонда с помощью спутниковых снимков Sentinel-2 и Landsat-8 верифицировалась по наземным маршрутным съемкам альбедо. Оценка потоков явного и скрытого тепла по модели расчетов аэродинамическим методом (Монина-Обухова) проверялась по данным наблюдений с помощью ультразвукового анемометра, установленного в рамках совместных сезонных работ сотрудниками Института физики атмосферы им. Обухова в сезон 2022 г.

При проведении исследований использовались следующие программы и алгоритмы:

- Модель расчета потенциального потока солнечной радиации (Module Potential Incoming Solar Radiation), реализованный в программе System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA GIS);
- Методика расчёта отражательной способности поверхности по спутниковым снимкам Sentinel-2;
- Двухслойная модель расчёта проникновения тепла вглубь ледника по вертикальному градиенту температуры;
- Параметризация потоков длинноволновой радиации, адаптированная к условиям архипелага Шпицберген.

Обоснованность научных положений и выводов, представленных в диссертационном исследовании, обеспечивается использованием апробированных и современных методов расчета и анализа эмпирической информации.

Личный вклад автора: автором сформулирована цель и задачи исследования; лично проведены натурные наблюдения по программе теплобалансовых и микроклиматических наблюдений на леднике Альдегонда в период с 2017 по 2022 год; разработана методическая часть теплобалансовой модели для расчёта компонентов баланса и проведен анализ полученных результатов; верифицированы результаты моделирования по данным наблюдений.

Положения, выносимые на защиту:

1. Поток приходящей коротковолновой радиации преобладает в приходной части теплового баланса поверхности ледника Альдегонда в масштабах сезона;
2. В отдельные сутки на леднике Альдегонда наблюдаются эпизоды значительного усиления турбулентного теплообмена, основной причиной этого является циклоническая активность вблизи архипелага;
3. Соотношение компонентов теплового баланса поверхности ледника Альдегонда не постоянно год от года. В годы с наибольшей величиной абляции льда вклад компонентов, зависящих от температуры воздуха, повышается;
4. Приходящая солнечная радиация вносит существенный вклад в распределение величины абляции по леднику Альдегонда, обусловленный формой его поверхности и ориентацией склонов.

Апробация результатов диссертации проходила на различных всероссийских и международных конференциях: Международный Симпозиум по Атмосферной Радиации и Динамике «МСАРД—2023» (Санкт-Петербург, 2023); Всероссийская конференция, посвященная памяти академика Александра Михайловича Обухова «Турбулентность, динамика атмосферы и климата» (Москва, 2022); Международная научная конференция «Научный Форум Свальбарда» (Осло, 2019); Международная школа-конференция молодых учёных «Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические процессы» (Майкоп, 2018); Международная

научно-практическая конференция LXIX Герценовские чтения (Санкт-Петербург, 2016).

Опубликованные результаты. По теме диссертации опубликовано 11 работ, из них 9 в журналах, индексируемых системой SCOPUS:

1. Gjeltén H. M., Nordli Ø., Isaksen K., Førland E. J., Sviashchennikov P. N., Wyszynski P., Prokhorova U. V., Przybylak R., Ivanov B. V., Urazgildeeva A. V. Air temperature variations and gradients along the coast and fjords of western Spitsbergen // *Polar Research*. – 2016. – Т. 35. – №. 1. – С. 29878.
2. Ivanov B. V., Prokhorova U. V., Sviashchennikov P. N. Analysis of continentality and anomaly of Svalbard climate according to observations of surface air temperature in the second half of the XX century // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. – IOP Publishing, 2020. – Т. 606. – №. 1. – С. 012021.
3. Священников П. Н., Прохорова У. В., Иванов Б. В. Сравнение атмосферной циркуляции в районе архипелага Шпицберген во время потепления 1920–1950 гг. и в современный период // *Метеорология и гидрология*. – 2020. – №. 1. – С. 36–44.
4. Прохорова У. В., Священников П. Н., Иванов Б. В. Исследование временной изменчивости характеристик атмосферной циркуляции в районе арх. Шпицберген // *Проблемы Арктики и Антарктики*. – 2017. – Т. 63. – №. 4. – С. 47–56.
5. Журавский Д. М., Прохорова У. В., Иванов Б. В., Янжура А. С., Куприков Н. М., Курапов М. В. Полевые испытания методики фотограмметрической оценки альbedo снежно-ледниковых поверхностей // *Исследование Земли из космоса*. – 2019. – №. 4. – С. 18–28.
6. 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.
7. Ivanov B. V., Zhuravskiy D. M., Prokhorova U. V., Bezgreshnov A. M., Terekhov A. V., Kurapov M. V., Kashkova V. S. The studies of the Svalbard glacial surfaces albedo by an unmanned aerial vehicle // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. – IOP Publishing, 2022. – Т. 1040. – №. 1. – С. 012002.
8. Терехов А.В., Прохорова У.В., Демидов В.Э, Борисик А.Л, Веркулич С.Р. Изменения объёма и геометрии ледника Восточный Дальфонна (Шпицберген) в 2008–2019 гг. // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2022. Т. 68. № 4. С. 370-383

9. Terekhov A. V., Verkulich S., Borisik A., Demidov V., Prokhorova U., Romashova K et al. Mass balance, ice volume, and flow velocity of the Vestre Grønfjordbreen (Svalbard) from 2013/14 to 2019/20 //Arctic, Antarctic, and Alpine Research. – 2022. – Т. 54. – №. 1. – С. 584–602.
10. 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. – С. 2190057, DOI: 10.1080/15230430.2023.2190057
11. 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. 62–72, DOI: 10.31857/S2076673423020138

Опубликованы 3 базы данных:

1. Иванов Б. В., Священников П. Н., Уразгильдеева А. В., Прохорова У. В., Весман А. В., Пантелеев В. В., Тисленко, Д. И. Среднемесячная температура приземного слоя воздуха на архипелаге Шпицберген по данным норвежских и российских метеорологических станций за период 1898–2014 гг.(SAT). Свидетельство о государственной регистрации базы данных RU 2016621093 – 2016.
2. Иванов Б. В., Священников П. Н., Прохорова У. В., Зотова Е. В. Среднесуточная температура приземного слоя воздуха в поселке Баренцбург (архипелаг Шпицберген) за период 1932–2015 гг.(SAT_BBG). Свидетельство о государственной регистрации базы данных RU 2019620404 – 2019.
3. Иванов Б. В., Безгрешнов, А. М., Прохорова У. В., Куприков Н. М., Журавский Д. М. Данные измерений отражательных характеристик поверхности ледника Эсмарк (Шпицберген) с помощью БПЛА (грант РФФИ № 05-18-00471). Свидетельство о государственной регистрации базы данных RU 2020620600 – 2020.

Разработана программа для персональной электронно-вычислительной машины (ПЭВМ): Прохорова У. В., Терехов А. В., Иванов Б. В. Теплобалансовая модель таяния поверхности ледников ENRGY. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ RU 2021664075 – 2021.

Результаты диссертационного исследования также вошли в отчеты Российской арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (ФГБУ "ААНИИ") по научно-исследовательским работам, выполнявшимся в рамках ЦНТП и в рамках темы 5.1.4 плана НИТР Росгидромета.

Структура и объем диссертации:

Диссертационное исследование имеет следующую структуру: введение, четыре главы, заключение, список литературы общим объемом 99 наименований (из них 81 на английском языке), список основных сокращений и содержит 100 страниц машинописного текста, 7 таблиц и 31 рисунок.

Во введении рассмотрена мотивация и обоснование актуальности темы диссертационного исследования; сформулирована цель и основные задачи работы, описана достоверность полученных результатов, изложены основные положения, выносимые на защиту, представлен список публикаций автора и апробации результатов по теме диссертационного исследования.

В главе 1 дано краткое физико-географическое описание исследуемой области, описан рельеф, характер оледенения; рассмотрен климат архипелага Шпицберген и исследуемой области в частности, его районирование и факторы его формирующие; Рассмотрены современные тенденции изменения климата; Обоснована репрезентативность выводов по рассмотренному в работе леднику Альдегоенда для всех низко расположенных ледников полуострова Земля Норденшельда; Представлен обзор работ по теплобалансовым наблюдениям на архипелаге Шпицберген от первых до современных.

В главе 2 дано подробное описание теплобалансовой модели и используемых данных. Приведены методики расчёта компонентов теплового баланса и их интерполяции от точки установки оборудования ко всей поверхности ледника с учетом высоты, вертикальных градиентов метеорологических величин, морфологических особенностей рельефа и астрономических факторов.

В главе 3 представлены результаты моделирования внутрисезонной изменчивости соотношения компонентов теплового баланса, влияющих на таяние ледника Альдегонда в период с мая по сентябрь на примере 2021 года; Рассмотрены случаи увеличения роли турбулентных потоков в отдельные сутки; Проведена оценка качества модели по трём критериям.

В главе 4 рассмотрена межсезонная изменчивость абляции ледника Альдегонда и метеорологических параметров, опосредующих компоненты теплового баланса — приземная температура воздуха и поток нисходящей коротковолновой радиации; выявлены особенности, приводящие к увеличению таяния, подробно рассмотрена аномалия в таянии в 2022 году. Также в главе 4 на основе данных о снижении поверхности ледника оценено влияние компонентов баланса на пространственное распределение величин таяния ледника Альдегонда.

В Заключении приведены результаты исследования и сформулированы основные выводы.

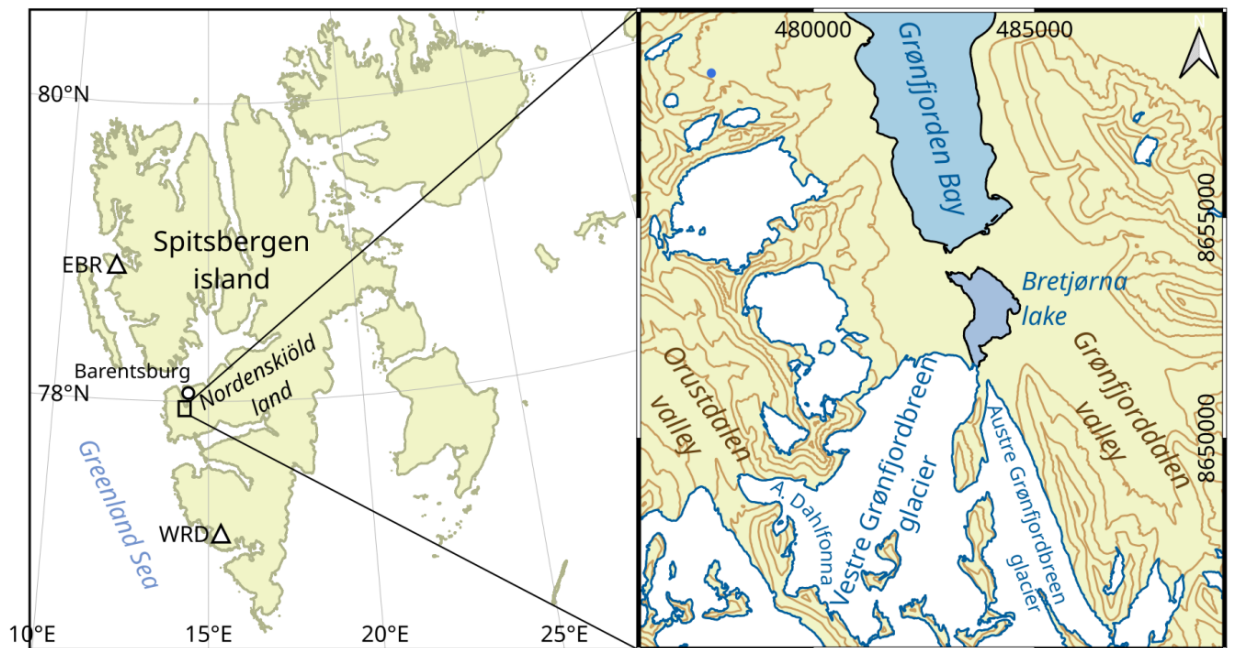
ГЛАВА 1 ЛЕДНИКИ ОСТРОВА ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН КАК ОБЪЕКТ ТЕПЛОБАЛАНСОВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

1.1 Краткая физико-географическая характеристика района исследования

Архипелаг Шпицберген расположен в атлантическом секторе Северного Ледовитого океана и состоит из нескольких островов: Западный Шпицберген, Северо-Восточная Земля, Баренца, Эдж, Земля принца Карла и др. Суммарная площадь архипелага составляет 61 тыс. км², из которых более половины (около 3 тыс. км²) приходятся на остров Западный Шпицберген. Рельеф островов классифицируется как горный. Подстилающая поверхность в отсутствие снега и льда представлена многолетнемерзлыми породами (*Троицкий и др., 1975*).

Значительная площадь архипелага покрыта ледниками. Суммарная площадь оледенения порядка 34 тыс. км², что составляет более половины (55%) от общей площади архипелага (*Nuth et al., 2013*). Берега изрезаны фьордами, наибольший из которых — Ис-фьорд, расположенный в центральной части архипелага.

Рассматриваемый в исследовании горно-долинный ледник Альдегонда (норв. Aldegondabreen) расположен на западном берегу залива Грён-фьорд, являющегося отрогом более крупного залива Ис-фьорд, остров Западный Шпицберген, Земля Норденшельда (Рисунок 1.1). Почти вся поверхность ледника расположена в высотном интервале от примерно 120 до 450 м над уровнем моря, максимальные отметки достигают 600 м. Поверхность ледника достаточно однородна с точки зрения рельефа и расчленена слабо, в основном несколькими продольными водотоками, наиболее крупный из которых — река Альдегонда в северной части ледника. Рельеф не имеет резких перепадов уклона или ледопадов, несколько трещин имеются только в самых верховьях. Признаки интенсивного движения льда отсутствуют. Небольшая площадь ледника ($5,54 \pm 0,28$ км² на 2021 г.) и близость от населённого пункта Баренцбург, где расположена логистическая база Российского научного центра на архипелаге, predeterminedили его выбор в качестве объекта ежегодных исследований: масс-балансового мониторинга на основе измерений с помощью абляционных реек, микроклиматических и теплобалансовых наблюдений, гидрологического мониторинга, связанного с проведением ежегодных снегомерных съемок и геофизических исследований при помощи георадаров.



Basemap data © Norwegian Polar Institute

Рисунок 1.1 Расположение района исследования

1.2 Характер оледенения Шпицбергена

Суммарная площадь оледенения архипелага Шпицберген составляет 34000 км² (Nuth *et al.*, 2013). Общий объем льда на Шпицбергене по различным оценкам варьируется в диапазоне от 4000 до 9600 км³, но большинство исследований (Hagen *et al.*, 1993; Martin-Espanol *et al.*, 2015; Fürst *et al.*, 2018) приводят сумму в 6200 км³. Большинство ледников Шпицбергена являются политермическими, то есть внутри них имеется ядро из теплого льда, находящегося при температуре плавления, тогда как сверху это ядро перекрыто холодным льдом. (Hagen *et al.*, 1993; Борисик и др., 2021). Около 15% всех ледников архипелага по количеству и до 60% по площади (Błaszczyk *et al.*, 2009) являются выводными, оканчиваясь во фьордах или океанских водах.

Территориальное распределение ледников архипелага Шпицберген определяется сочетанием нескольких факторов: рельефа, климата и влияния океана. Пространственная неоднородность этих факторов на архипелаге обуславливает разнообразие в морфологии оледенения: здесь распространены ледники практически всех типов — от небольших каровых и долинных ледников, которые в основном заканчиваются на суше, до покровных ледников с площадью до ~8000 км², занимающих целые острова (Борисик и др., 2021).

Для ледников северной и восточной части острова Западный Шпицберген характерны большие площади, покровный тип оледенения и небольшая изменчивость их площади во времени. Ледники центральной части архипелага, к югу от залива Ис-фьорд, преимущественно горно-долинные, низко расположенные и обладают наименьшей площадью, темпы сокращения которой составляют до 1% в год. Ледники, расположенные к югу от залива Ван-Майен-фьорд отличаются большей площадью по сравнению с центральной частью оледенения и более низкой скоростью отступления. (Рисунок 1.2, а) (*Hansen-Bauer et al., 2009*).

Большая часть поверхности ледников архипелага Шпицберген расположена ниже 500 м над уровнем моря (Рисунок 1.2, б), что делает их лежащими ниже современной снеговой линии на архипелаге (*Noël et al., 2020*). Из-за местных особенностей рельефа поверхность ледников Земли Норденшельда расположена ещё ниже, а множество ледников, включая рассматриваемый в работе ледник Альдегонда, оказались ниже снеговой линии целиком. Как следствие, весь или практически весь накопленный за зиму на этих ледниках снежный покров исчезает до конца сезона абляции (*Терехов и др., 2020*).

Сочетание климатического фактора и рельефа предопределило реакцию оледенения Земли Норденшельда на изменения климатических условий на протяжении XX и XXI вв., выраженную в стремительной потере ледниками массы (Рисунок 1.2, а). В районе посёлка Баренцбург этот факт подтверждается результатами многолетнего масс-балансового мониторинга и повторными георадарными съёмками (*Борисик и др., 2021; Терехов и др., 2020, 2021, 2022*). Кроме того, в статье (*Чернов, Муравьев, 2018*) установлено, что наибольшим изменениям в этом районе подвержены горные ледники площадью менее 0,5 км²: с 1936 по 2016–2017 гг. они потеряли 76% площади, в то время как более крупные горно-долинные ледники — до 33% площади, а общие потери площади ледников западной части Земли Норденшельда составили 169,5 км², или 49,5%.

Таким образом, можно сделать вывод, что ледник Альдегонда репрезентативен для интерполяции выводов и на все остальные ледники полуострова Земля Норденшельда, поскольку относится к наиболее распространенному здесь морфологическому типу ледников, и типичен по высоте поверхности. В работах Чернов и др.(2018) и Schuler et al. (2021) выявлена связь между размером ледника и потерями его массы: несмотря на то, что для архипелага в целом более характерны крупные ледники, однако более мелкие, в числе которых ледник Альдегонда, гораздо более чувствительны к изменениям климата, поэтому их изучение является актуальной научной задачей.

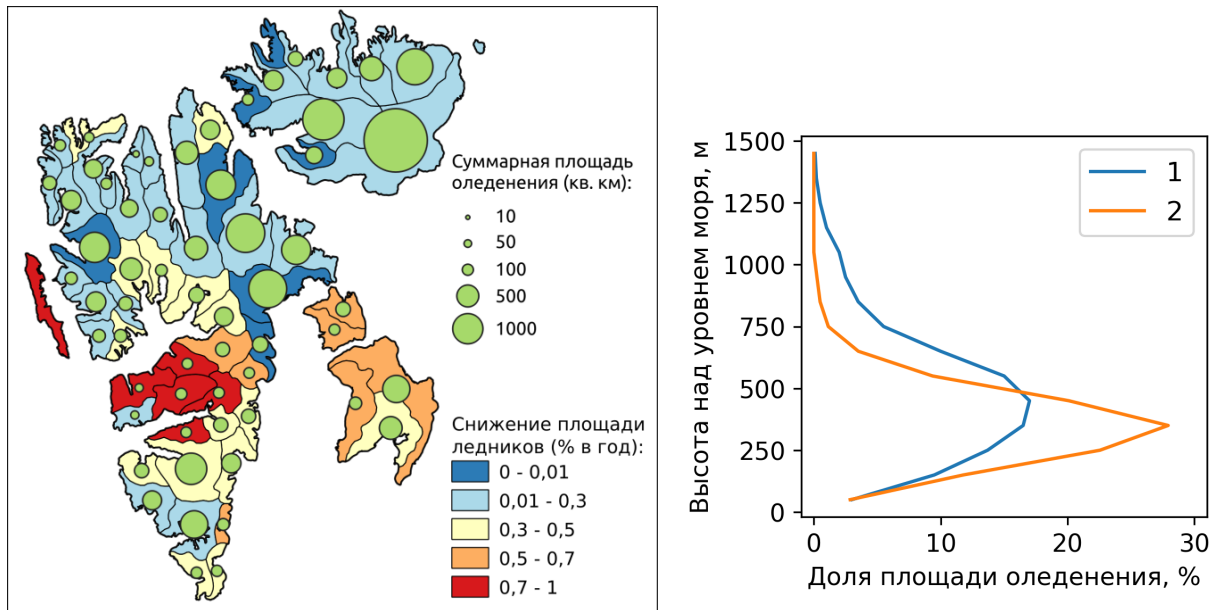


Рисунок 1.2 Распределение площади оледенения и темпов сокращения площади ледников архипелага Шпицберген (*Hansen-Bauer, 2019*) и распределение ледников по высотам 1 — весь архипелаг Шпицберген, 2 — Земля Норденшельда

1.3 Климат архипелага Шпицберген

Климат архипелага определяется множеством климатообразующих факторов: расположением за северным полярным кругом в полярной арктической зоне, горным рельефом, влиянием теплых и холодных океанических течений, наличием крупных заливов, наличием морского льда в северной части архипелага, особенностями региональной атмосферной циркуляции. Эти факторы в сочетании делают климат архипелага довольно неоднородным (*Schuler et al., 2021*). В наибольшей степени эта неоднородность определяется океанологическими особенностями: в юго-западной части климат находится под существенным влиянием теплых атлантических вод Западно-Шпицбергенского течения, одного из ответвлений течения Гольфстрим, в северной части — холодных вод Арктического бассейна, с восточной — Баренцева моря и с южной стороны — холодного Восточно-Шпицбергенского течения.

Кроме того, одним из важных факторов для климата архипелага является атмосферная циркуляция: во многом погода зависит от систем меридионального и широтного переноса. Система Исландский минимум — Азорский максимум определяет меридиональный перенос, то есть насколько высоко на север могут проникать циклоны, несущие теплый и влажный воздух. Система Исландский минимум — Сибирский максимум отвечает за широтный перенос: усиление Сибирского максимума ответственно

за адвекцию холодного воздуха с востока, усиление Исландского минимума — адвекцию теплого воздуха с запада.

По современным сведениям, долгопериодические колебания баланса массы ледников Шпицбергена могут быть обусловлены изменениями режимов атмосферной циркуляции (*Lang et al., 2015*). Так, для изучаемого района связь между изменениями в атмосферной циркуляции и десятилетней изменчивостью масс-балансовых показателей ледников была показана в работе *Терехов и др., 2022*. На временных интервалах порядка 5–10 лет изменчивость баланса массы ледников в районе Баренцбурга определяется факторами регионального масштаба, а именно сменами режимов атмосферной циркуляции на Шпицбергене, которые могут быть охарактеризованы преобладанием положительной либо отрицательной фазы индекса Северо-Атлантического колебания (САК) летом. При отрицательном индексе в период с 2007 по 2011 гг. наблюдался минимум в летнем таянии поверхности ледника; при положительном — максимум.

Рассмотрим климатическое деление архипелага. По распределению климатических параметров на территории Шпицбергена *Schuler* и соавторы (2019) предлагают условно выделить три основных области (Рисунок 1.3): юго-западный регион, включая часть острова Западный Шпицберген к югу от Ис-фьорда; северо-западный регион, включающий часть острова Западный Шпицберген к северу от Ис-фьорда и к западу от Виде-фьорда; восточный регион, включающий всю восточную часть архипелага Шпицбергена.

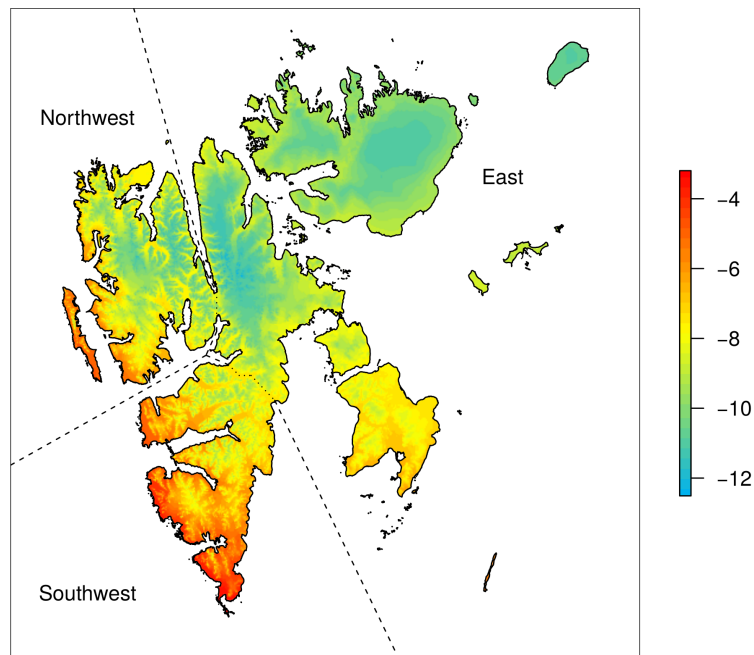


Рисунок 1.3 Климатическое районирование архипелага Шпицберген по распределению средней многолетней температуры воздуха, усредненной за период 1971–2000 гг. по набору данных реанализа Sval-Imp (*Schuler D. et al., 2019.*)

Юго-западная часть архипелага Шпицберген, включающая в себя рассматриваемую в исследовании область, полуостров Земля Норденшельда, характеризуется относительно мягким климатом с большим количеством осадков, до 1400 мм в год, и наибольшими относительно остальной части архипелага наблюдаемыми температурами воздуха, со средней годовой температурой -4°C . Годовая амплитуда средних зимних и летних температур невелика и составляет около 10°C . Юго-западная часть находится под большим влиянием исландского минимума, большую часть года здесь преобладает пасмурная погода с облачностью более 7 баллов.

Мягкость климатических условий для района Земли Норденшельда во многом определяется наличием крупного залива, который является обогревающим фактором. Одной из океанологических особенностей залива Ис-фьорд, влияющих на климат, является периодический заток теплой солёной атлантической воды (AW) и связанные с этим периоды отсутствия ледяного покрова в зимний период (*Pavlov A. K. et al., 2013*).

В последние два десятилетия отмечаются изменения в структуре вод залива Ис-фьорд. В 2006 году произошел заметный сдвиг в летней структуре распределения вод. От наличия AW в основном в придонном слое произошел переход к увеличению толщины

слоя AW. В июне 2014 г. была зафиксирована ситуация, когда вся акватория заливов Ис-фьорд и Грён-фьорд была занята AW. А в 2016 г. был зафиксирован новый исторический максимум температуры в слое атлантических вод в Ис-фьорде ($6,8^{\circ}\text{C}$), что также отразилось на климате (Блошкина, Фильчук, 2018).

Этот сдвиг в структуре вод залива и сопутствующие изменения в ледовом покрове связаны с положительными трендами средней температуры поверхности моря (SST) и средней по объему температуры воды (VT) зимой ($\text{SSTw/VTw: } 0,7 \pm 0,1 / 0,9 \pm 0,3^{\circ}\text{C/за 10 лет}$) и летом ($\text{SSTS/VTS: } 0,7 \pm 0,1 / 0,6 \pm 0,1^{\circ}\text{C/за 10 лет}$) (Skogseth R. et al., 2020).

Положительные тренды средней по объему солености зимой ($0,21 \pm 0,06/\text{за 10 лет}$) и летом ($0,07 \pm 0,05/\text{за 10 лет}$) прямо указывают на усиление адвекции AW, как основную причину изменения климата в районе залива Ис-фьорд (Skogseth R. et al., 2020). Местная средняя температура воздуха в значительной степени коррелирует с ледовым покровом залива, SST и VT, что свидетельствует о влиянии фьорда на климат региона (Skogseth R. et al., 2020).

Для более детальной характеристики климата непосредственно района исследования рассмотрим данные метеорологической станции, расположенной в поселке Баренцбург на восточном берегу залива Грён-фьорд, менее чем в 10 км от ледника Альдегонда. Наблюдения на станции ведутся с 1934 г., однако в данных есть несколько значительных пропусков, и однородный ряд доступен с 1993 г. (Демидов и др., 2020).

Поскольку непрерывный масс-балансовый мониторинг на ледниках в окрестностях Баренцбурга ведется российскими исследователями с начала 21-го века ограничим рассматриваемый период последним 20-летьем. Среднегодовые значения температуры по данным станции Баренцбург за период с 2000 по 2020 гг. составляли $-2,3^{\circ}\text{C}$. Средняя летняя температура воздуха равнялась $+2,9^{\circ}\text{C}$, зимняя $-8,5^{\circ}\text{C}$. Сезонный ход приземной температуры воздуха и сумм осадков, осредненный по наблюдениям за последние 20 лет наблюдений с 2000 по 2020 гг., представлен на рисунке 1.4. Минимальные температуры наблюдаются в марте, максимальные в конце июня — начале июля. Переходы через 0°C и, соответственно, период абляции начинается обычно в мае и заканчивается сентябре.

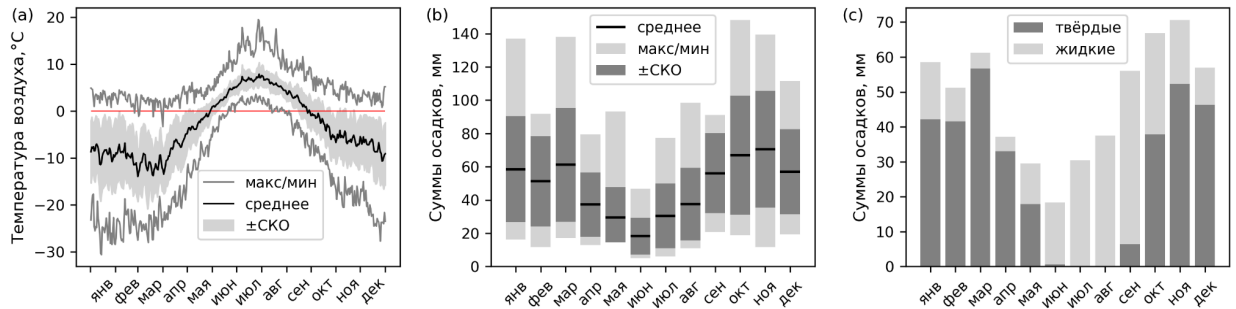


Рисунок 1.4 Среднесуточная температура воздуха (а), среднемесячные суммы осадков (б) и соотношение твердых и жидких осадков (в) на метеостанции Баренцбург в 2000–2020 гг. *Terekhov et al. (2023)*

Преобладающим направлением ветра по данным метеостанции поселка Баренцбург и в холодное (с октября по апрель), и в теплое (с июня по сентябрь) полугодие является северное (Рисунок 1.5). Ветер южных и юго-восточных направлений наиболее часто соответствует прохождению циклонов к западу от острова, поэтому в теплый период года высокие скорости ветра (более 8 м/с), наблюдающиеся только при ветрах южных направлений, как правило обусловлены циклонической активностью.

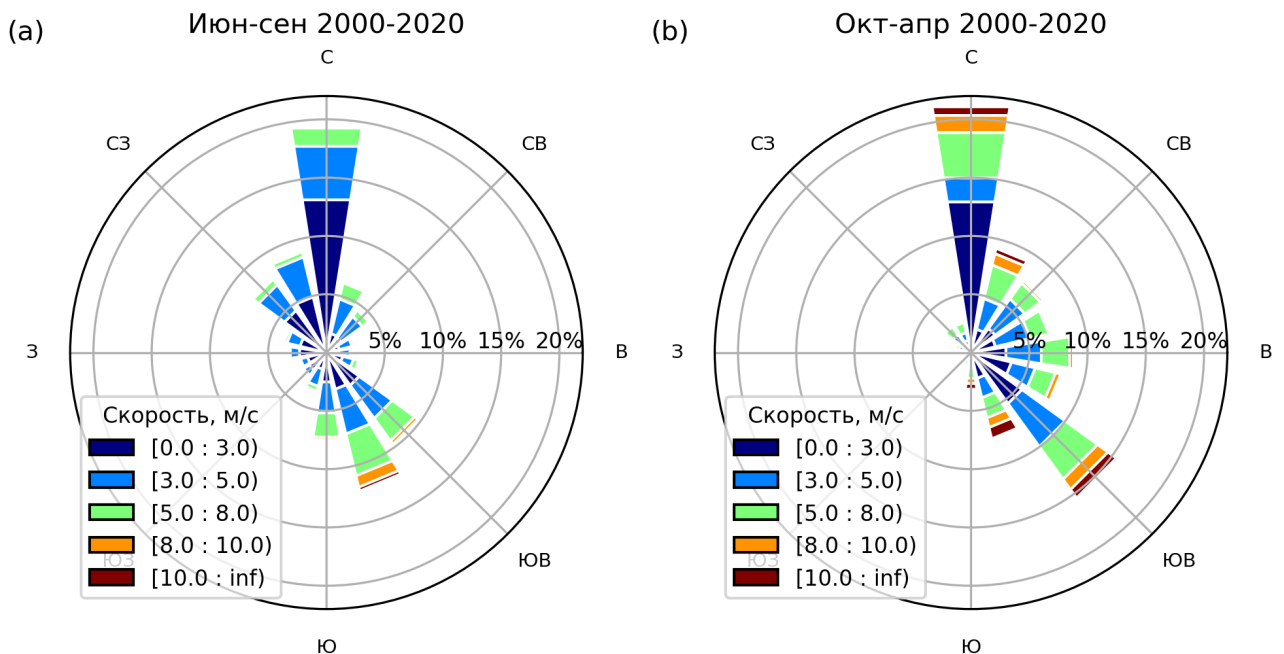


Рисунок 1.5 Роза ветров по данным станции Баренцбург за период с 2000 по 2020 гг.: а) в тёплую и б) холодную часть года. *Terekhov et al. (2023)*

1.4 Климатические изменения на архипелаге Шпицберген

В настоящее время мировой климат претерпевает значительные изменения, и одним из наиболее показательных следствий этого является глобальное потепление приповерхностной температуры воздуха (*IPCC, 2018*). Потепление крайне неравномерно в пространстве: тренды, превышающие среднегодовой глобальный показатель, наблюдаются во многих регионах, в том числе в Арктике, где они выше в 2–3 раза из-за эффекта “арктического усиления” (*Nordli et al., 2014; Gjelten et al., 2016; Isaksen et al., 2016*). Баренцевоморский регион, включающий также архипелаг Шпицберген — один из крупнейших центров современного оледенения в Северном полушарии, является районом, где потепление идёт беспрецедентными темпами (*Isaksen et al., 2022*).

Помимо пространственной неравномерности, тренды потепления также различаются по сезонам года. Тренды изменения температуры воздуха на Шпицбергене (1958–2017 гг.) в зимний период значительно больше, чем в летний, и составляют 1,61 и 0,35°C за десятилетие, соответственно, что привело к снижению контраста между средними зимними и летними температурами. Для трёх выделенных ранее по климатическому районированию областей архипелага тренды температуры воздуха также различаются (Рисунок 1.6): для восточной части они составляют 1,79 и 0,30°C за десятилетие (зима и лето, соответственно), для северо-западной — 1,47 и 0,43°C за десятилетие, и для юго-западной — 1,25 и 0,42°C за десятилетие (*Hanssen-Bauer et al., 2002*).

По среднегодовым данным станций с наиболее продолжительными рядами наблюдений можно выделить несколько периодов в изменении приземной температуры воздуха: потепление с 1915 до 1930 гг.; относительно теплый период в течение последующих двух десятилетий без ярко выраженного тренда с 1930 по 1950 гг.; снижение температуры с 1950 по 1960 гг., а затем повышение температуры с 1960 г. по настоящее время.

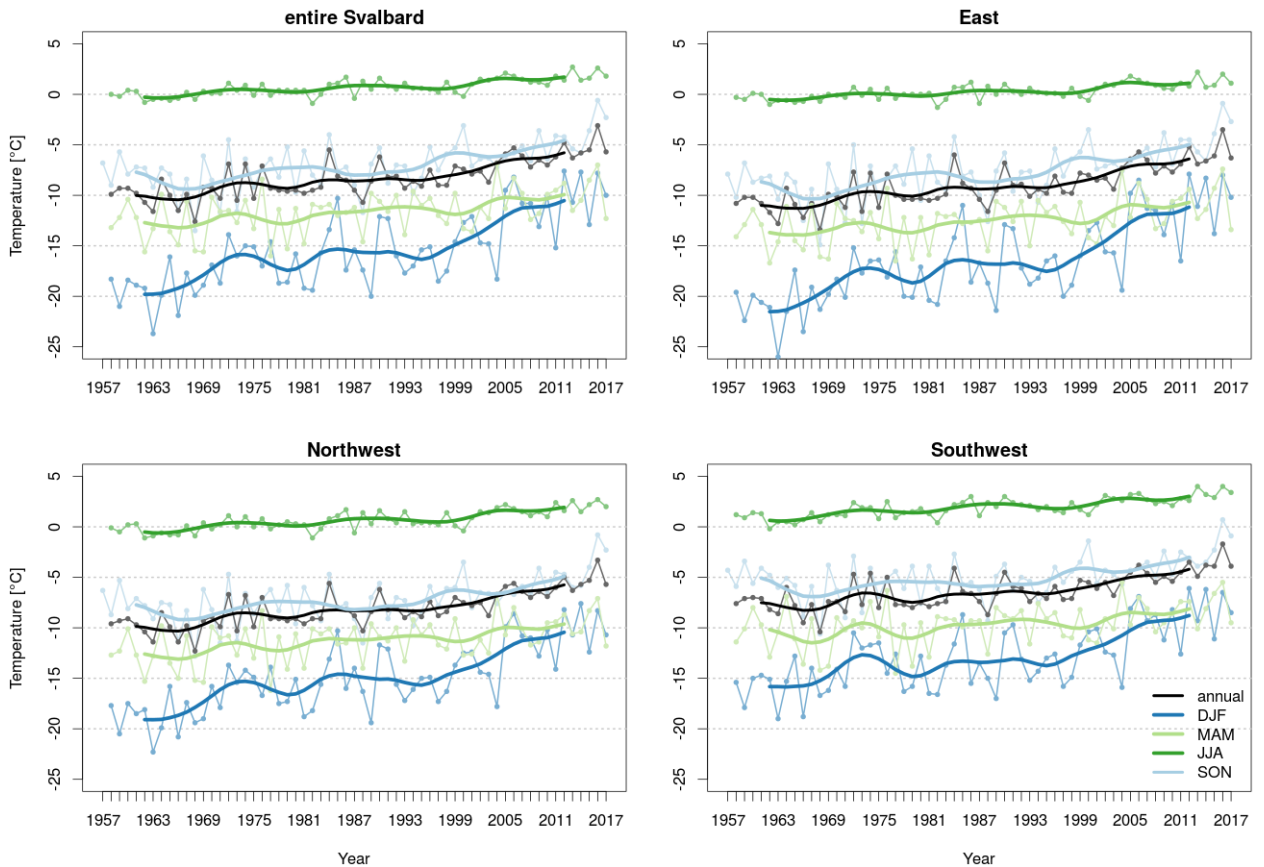


Рисунок 1.6 Многолетняя среднегодовая температура воздуха осредненная для всего архипелага и по отдельным областям по данным реанализа Sval-Imp за период с 1958 по 2017 гг. (Vikhamar-Schuler et al., 2019.)

Изменение климата на Шпицбергене как в период первого, так и современного потепления связаны с изменением крупномасштабной циркуляции (Священников, 2020). По данным наблюдений на станции Нью-Олесунн также был сделан вывод, что изменения в атмосферной циркуляции приводят к усилению адвекции теплого и влажного воздуха из более низких широт в период с 1993 по 2014 гг., увеличивая тем самым потоки явного и скрытого тепла, особенно это проявляется в зимний период (Hanssen-Bauer et al., 1998).

Оценка изменчивости атмосферной циркуляции приведена в работе Священников и др., 2019 на основе классификации Вангенгейма - Гирса, которая позволяет количественно оценить изменения в повторяемости различных типах циркуляции. По Вангенгейму - Гирсу атмосферная циркуляция в атлантическом секторе Арктики представлена тремя основными типами: западный, восточный и меридиональный. Тип циркуляции определяется по положению циклонов и антициклонов. Современный период потепления характеризуется увеличением повторяемости меридиональной формы циркуляции.

Значительные изменения также наблюдаются и в количестве жидких и твёрдых осадков. Линейные тренды осадков, рассчитанные по данным немногочисленных метеостанций на Шпицбергене за период с 1959 по 2017 гг., показывают существенный рост количества осадков в зимний период — увеличение на 34% , и сокращение в летний на 8%. По регионам эти изменения распределены неравномерно: в восточной части архипелага тренды максимальны, зимние осадки увеличились практически вдвое (на 44%), летом — сократились на 21%; в северо-западном регионе увеличились на 28% зимой и не имеют значимых изменений летом; в юго-западном регионе увеличились на 19% зимой и уменьшились на 7% летом.

Для района Земли Норденшельда температурные тренды повторяют усредненные для всего юго-западного региона. По данным станции Баренцбург за период с 2000 по 2021 гг. отмечаются положительные тренды в приземной температуре воздуха, осадках и облачности, отрицательные — атмосферном давлении. В летний период тренды несколько меньше зимних: приземная температура воздуха в среднем изменяется на $1,0^{\circ}\text{C}/10$ лет, $0,4^{\circ}\text{C}/10$ лет в летний сезон, $1,4^{\circ}\text{C}/10$ лет в зимний сезон (рисунок 1.7, а). Состояние облачного покрова характеризуется также положительным трендом как в среднем, так и в облачности нижнего яруса.

Скорость ветра в среднем также имеет тенденцию к увеличению за последние 20 лет, однако при рассмотрении отдельных сезонов, можно обнаружить уменьшение скорости ветра ($-0,04$ м/с за каждые 10 лет) в летние месяцы и значительное увеличение в зимние ($0,45$ м/с за каждые 10 лет).

В сумме осадков — характеристике, которая является определяющей для зимнего баланса массы ледников, также наблюдается положительный тренд — $1,8$ мм/10 лет в среднем, $6,1$ мм/10 лет в летний сезон и $1,5$ мм/10 лет в зимний (рисунок 1.7, б). Однако, положительная тенденция в величине зимних осадков не всегда вызывает увеличения снегонакопления, так как участилась повторяемость такого явления как зимние ливни, которые наблюдаются при положительных температурах в зимнее время (*Łupikasza, 2019*). Это подтверждается данными снегомерных съемок на леднике Альдегонда, проводившихся с 2005 г. по н.в.: уменьшение толщины снежного покрова в период максимального снегонакопления составляет $-0,2$ м/10 лет.

При рассмотрении общей картины трендов по данным станции Баренцбург, можно заключить, что в рассматриваемом районе за период с 2000 по 2020 гг. участился

циклонический тип погоды. Это проявляется в понижении среднего атмосферного давления, увеличении балла облачности, увеличении скорости ветра, увеличение в количестве атмосферных осадков. Также подобные изменения климатических параметров характерны в целом для юго-западной части архипелага Шпицберген, климат которой в наибольшей степени определяется циркуляционным фактором.

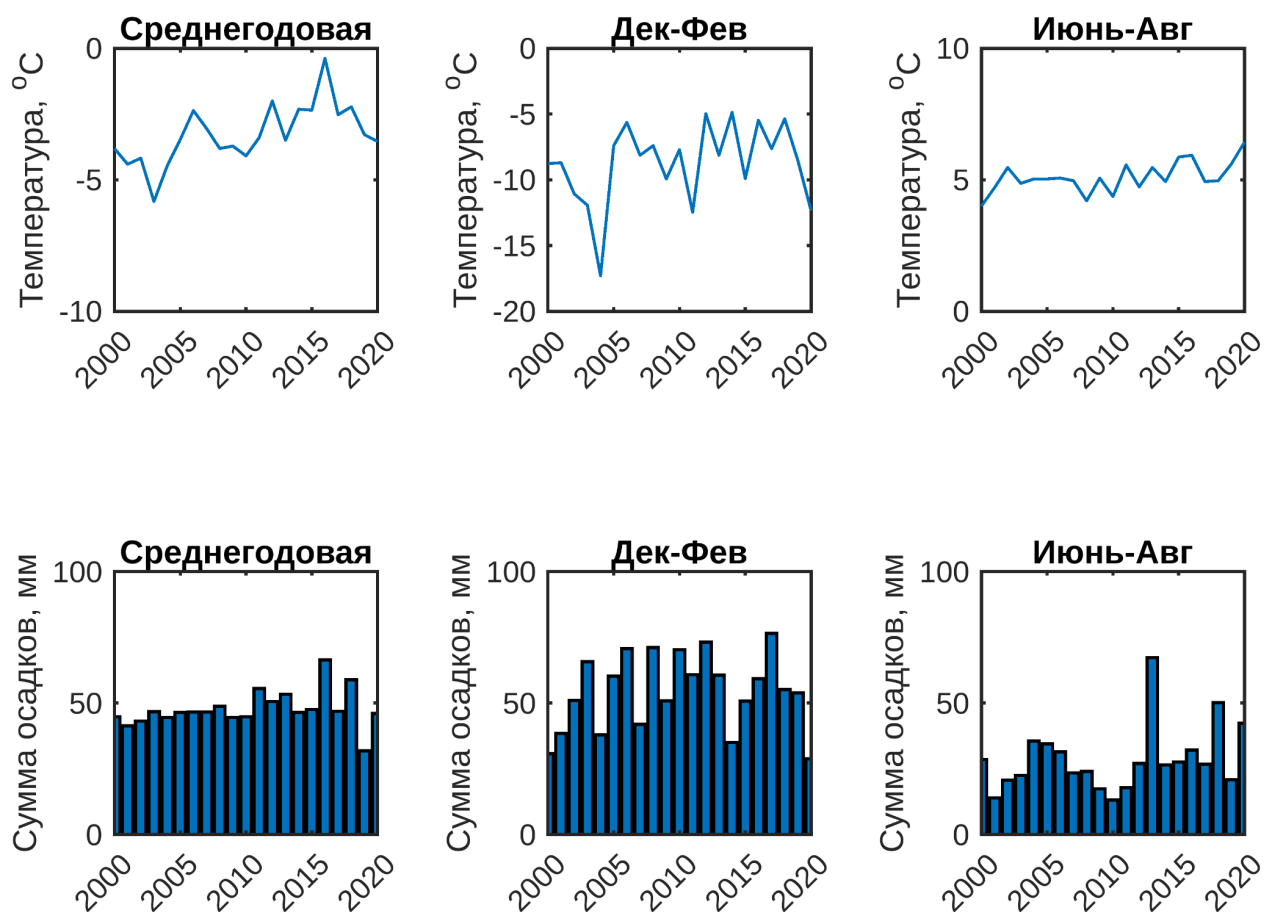


Рисунок 1.7 Межгодовая изменчивость приземной температуры воздуха и среднемесячной суммы осадков: в среднем за год, в летний и в зимний сезон за период с 2000 по 2020 гг. по данным метеорологической станции Баренцбург.

По совокупности всех рассмотренных причин можно заключить, что ледник Альдегонда, являясь частью полуострова Земля Норденшельда, который расположен в центральной части острова, по современному климату и трендам, а также по характеру и трендам оледенения, ближе всего к юго-западному району архипелага. Поэтому есть основания предполагать, что ледник Альдегонда также репрезентативен для всей юго-западной части архипелага.

1.5 История теплобалансовых наблюдений на ледниках архипелага Шпицберген

История теплобалансовых исследований на архипелаге Шпицберген начинается с 30-х годов прошлого века. Впервые наблюдения за отдельными компонентами теплового баланса проводились с 30-х годов прошлого века, однако, это были редкие эпизодические наблюдения по которым практически невозможно было сделать какие-то репрезентативные выводы относительно структуры теплового баланса и вклада потоков тепла в таяние. Первые комплексные измерения компонентов теплового баланса были проведены на станции Свеанур (Северо-Восточная Земля) в 1931 г. По расчётам было установлено, что в таянии снега и льда большую роль играет турбулентный тепло- (50%) и влагообмен (30%) нежели приход солнечной радиации (24%).

В 60-е гг. прошлого столетия теплобалансовые наблюдения были начаты также в районе поселков Баренцбург и Нью-Олесунн. Так, по измерениям на леднике Западный Грёнфьорд в августе 1966 г. был сделан вывод, что порядка вклад солнечной радиации составляет 56%, 32% — поток явного тепла, 12% — поток скрытого тепла. Существуют и другие исторические примеры разницы в соотношении компонентов теплового баланса: по данным 1962 г. на леднике Ловен Средний, 75% таяния обеспечиваются радиационным балансом, а турбулентный влагообмен отрицателен. Однако, в отдельные дни вклад турбулентного потока возрастал до 60%. Также примером значительного вклада радиационного баланса в таяние служат наблюдения 1966 года в районе ледникового плато Хольтедаля (700 м над уровнем моря) и соотношение приходной части компонентов баланса в период абляции с 1 июля по 15 августа ведущая роль в таянии была у радиационного баланса (67%), в отдельные дни этот вклад возрастал до 77%.

Таким образом, первые наблюдения за счёт своей нерегулярности давали неоднозначный результат, а выводы о соотношении компонентов баланса нельзя интерполировать ни во времени, ни в пространстве.

В настоящее время теплобалансовые исследования также имеют в основном сезонный характер. Постоянные актинометрические наблюдения проводятся только на станции Нью-Олесунн, ряд данных доступен с 1992 г. (*Maturilli et al., 2015*). Автоматические метеорологические станции, измеряющие некоторые компоненты баланса установлены на леднике Остфонна на острове Северо-Восточная Земля (*Schuler et al. 2014*) и Альдегонда на острове Западный Шпицберген (*Прохорова и др., 2023*). Эпизодические наблюдения, в основном в период абляции, проводятся на ледниках

Конгсвеген (*Karner et al., 2013; Sundfjord et al., 2017*), Средний Ловен (*Arnold et al., 2006*), Альдегонда (*Священников, Рагулина, 2010; Прохорова и др., 2021*) и Восточный Грёнфьорд (*Elagina et al., 2021*).

Выводы к главе 1

В главе 1 автором приведена физико-географическая характеристика архипелага Шпицберген и района работ в частности, а также дана краткая историческая справка о предшествующих теплобалансовых исследованиях в рассматриваемой местности. Показано, что:

- Архипелаг Шпицберген в силу своего местоположения неоднороден по климату: существует значимое различие в климатическом режиме и в трендах изменений между северо-западной, юго-западной и восточной частью архипелага;

- На территории всего архипелага отмечены значимые изменения в приземной температуре, осадках и атмосферной циркуляции; также наблюдается потепление вод в центральном заливе Ис-фьорд вследствие затoka атлантических водных масс;

- Пространственное распределение оледенения на архипелаге также неоднородно. Оледенение центральной области острова Западный Шпицберген в наибольшей степени реагирует на изменения климата относительно всех остальных частей архипелага. Отступление ледников здесь происходит наиболее быстро;

- Ледник Альдегонда, расположенный в центральной части архипелага, на полуострове Земля Норденшельда, относится к юго-западному району Шпицбергена. Ледник является репрезентативным для оценки его реакции на климатические изменения и обобщения для низко расположенных ледников Земли Норденшельда.

ГЛАВА 2 МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

2.1 Тепловой баланс поверхности ледника

Уравнением теплового баланса поверхности ледника называется алгебраическая сумма всех потоков тепла, которые могут быть положительными и отрицательными, и дающая результирующий приток или отток энергии, который отвечает за нагрев или охлаждение поверхности.

Уравнение теплового баланс имеет следующий вид:

$$A = Q \cdot (1 - \alpha) + I + P + LE + G \quad (1)$$

где Q — поток приходящей солнечной радиации, α — альbedo подстилающей поверхности, I — длинноволновый баланс или эффективное излучение, P и LE — вертикальные потоки явного и скрытого тепла, G — поток тепла, направленный вглубь ледника; A — поток тепла, затрачиваемого на изменение температуры и/или таяние поверхности ледника.

Каждое из слагаемых в уравнении теплового баланса опосредует определенный физический процесс теплопередачи, направленный либо к поверхности, либо от неё, чем определяется знак слагаемого. Всего существуют три вида теплопередачи: тепловое излучение, теплопроводность, конвекция, и все они учитываются в уравнении теплового баланса. Одной из приходных, или положительных частей теплового баланса является поступающая на поверхность суммарная радиация или поток нисходящего коротковолнового солнечного излучения (Q). Солнечная радиация — основной источник энергии для всех физических процессов, происходящих в атмосфере и на земной поверхности. До 99% солнечного спектра укладывается в диапазон с длинами волн от 300 до 3000 нм с максимумом излучательной способности в видимой области спектра, то есть в диапазоне 300–700 нм. В среднем для земной поверхности планеты поток солнечной радиации равен 341 Вт/м². Поток приходящей солнечной радиации сильно различается от экватора к полюсам: средняя дневная сумма потока солнечной радиации для арктического посёлка Лонгйир (Шпицберген) составляет 1,67 кВт*ч/м² в то время как, например, для расположенного в субтропиках города Асуан (Египет) этот показатель равен 6,34 кВт*ч/м². В период полярного дня на полюсах средняя дневная сумма потока солнечной радиации может быть равной той, что получают умеренные широты.

Поток солнечной радиации претерпевает существенные изменения проходя сквозь толщу атмосферы и достигая земной поверхности. Ослабление солнечной радиации в атмосфере происходит за счет отражения, поглощения и рассеяния газами,

составляющими атмосферу Земли, и аэрозолями. Поглощение солнечной радиации газами атмосферы носит селективный характер, то есть поглощаются определенные участки длин волн. Основное поглощение происходит в ультрафиолетовой и инфракрасной областях солнечного спектра, куда приходится меньшая часть интенсивности солнечного излучения. В видимой части спектра, куда приходится максимум интенсивности солнечного излучения, поглощение пренебрежимо мало в сравнении с рассеянием. Рассеяние потока солнечной радиации зависит от длины волны и размера рассеивающих частиц и молекул атмосферных газов.

Достигший земной поверхности поток солнечной радиации поглощается не целиком, частично отражаясь за счёт свойств подстилающей поверхности. Отражательная способность земной поверхности, также называемая альбедо (α), показывает отношение отраженного потока солнечной радиации к суммарному. На величину альбедо влияют высота Солнца, наличие облачности, физические характеристики самой поверхности. Наибольшим альбедо обладает свежеснеженный снег, отражающий до 80% приходящей солнечной радиации; альбедо глетчерного льда может быть существенно меньшим: около 40% для чистого льда и всего 10–20%, если лёд покрыт твердыми минеральными частицами (*Naegeli et al.*, 2019).

Длинноволновый баланс (I) представляет собой разность двух потоков тепла — собственного излучения Земли и противоизлучения атмосферы. Нагретая земная поверхность излучает тепло в инфракрасном диапазоне (4–120 мкм), которое поглощается нижними слоями атмосферы вследствие их непрозрачности для длинных волн. Это приводит к нагреву атмосферы, которая, в свою очередь, также излучает инфракрасную радиацию. Основными поглощающими газами выступают водяной пар, оксид азота, метан, углекислый газ, тропосферный озон и т. д. — эти газы объединены в категорию парниковых. Важным фактором, существенно влияющим на поток противоизлучения атмосферы, является облачность: при пасмурном состоянии неба поглощается большая часть земного излучения, и противоизлучение растёт.

Приходящий и отраженный потоки солнечной радиации, излучение земной поверхности и противоизлучение атмосферы, объединены вместе понятием радиационный баланс поверхности. Однако, помимо потоков тепла, составляющих радиационный баланс, существуют также потоки, вызванные явлениями конвекции и теплопроводности. В зависимости от направления потока, обусловленного разницей температур между поверхностью и приземным воздухом, меняется и его знак, при направлении потока от атмосферы к поверхности при устойчивой стратификации поток положителен, при

обратном направлении и неустойчивой стратификации положителен. Чаще всего под турбулентными потоком тепла подразумевают потоки явного (P) и скрытого тепла (LE). Поток явного тепла определяется возрастанием приземной температуры, обусловленным адвективным перемещением теплой воздушной массы. Поток скрытого тепла зависит от влажности воздуха и определяется теми же причинами, что и поток явного, адвективным перемещением более влажной воздушной массы. Оба потока в значительной мере зависят также от скорости ветра.

Ещё одной немаловажной составляющей теплового баланса поверхности ледника является проникновение тепла вглубь ледника и обмен теплом с нижележащими слоями. Поток тепла вглубь льда (G) — это приход или расход тепла, обусловленный разностью температур между поверхностью и нижележащими слоями. Если поверхность теплее нижележащих слоёв, что наблюдается большую часть сезона абляции ледника, то поток тепла будет направлен вглубь, унося тепло от поверхности.

Для ледников также часто учитывается поток тепла при замерзании воды в толще фирна и снега. Этот процесс происходит как при повторном замерзании талых вод, но и с намерзанием жидких осадков. Для Шпицбергена в целом этот компонент теплового баланса важен (*Van Pelt et al., 2016; Lupikasza et al., 2019*), но так на леднике Альдегонда отсутствует фирновый слой, а снежный покров сходит в летний период целиком, то эта составляющая никак не учитывается в данной работе.

Результирующий поток тепла, или остаточная составляющая теплового баланса (A), расходуется на изменение температуры приповерхностного слоя ледника и/или на её таяние. Именно этот факт позволяет использовать уравнение теплового баланса поверхности ледника для количественной оценки баланса массы (*Hock, 2005*). Модели, основанные на теплобалансовом подходе, требуют большего количества пространственно распределённых параметров и потому используются реже простых эмпирических зависимостей таяния от температуры воздуха, дающих интегральную оценку абляции по всему леднику (*Кренке и Ходаков, 1966; Ohmura, 2001; Hock, 2003; Чернов и др., 2019*). Тем не менее, теплобалансовые модели для сезонных и межгодовых оценок баланса массы успешно применялись для ледников Канадской Арктики (*Wheler, Flowers, 2011*), в швейцарских Альпах (*Klok, Oerlemans, 2002*), на Кавказе (*Волошина, 1966; Волошина, 2001; Рец и др., 2011; Торопов и др., 2018*) и на Западном Шпицбергене (*Священников, Рагулина, 2010; Van Pelt, 2012; Karner et al., 2013; Arnold et al., 2006*).

Однако, в данном исследовании необходимость теплобалансового моделирования состоит не столько в оценке абляции, которую с большей точностью обеспечивает

проводимый на леднике гляциологический мониторинг, сколько для исследования самой структуры теплового баланса ледника и понимания механизмов взаимодействия между элементами климатической системы (криосфера – атмосфера) в свете стремительно меняющегося климата архипелага Шпицберген. Немаловажным является возможность рассмотреть сезоны с аномалиями в таянии ледника и понять их причины с точки зрения изменений теплового баланса.

2.2 Метеорологические и актинометрические данные

Метеорологические данные, использованные в работе, были получены в непосредственной близости от ледника Альдегонда. В 2015 г. в нижней (на высоте около 180 м над уровнем моря) и с 2016 г. в верхней (около 340 м) частях ледника на ригелях были установлены две автоматические метеостанции (АМС) Нобо (Рисунок 2.1). На АМС установлены датчики для измерения основных метеорологических характеристик атмосферы. АМС имеют два высотных уровня установки сенсоров: на уровне 2 метра расположены датчики приземной температуры воздуха и относительной влажности воздуха, а также атмосферного давления; на уровне 3 метра — датчики скорости и направления ветра, а также потока приходящей солнечной радиации в диапазоне от 300 до 1000 мкм. Дискретность записи данных АМС составляет 1 час.

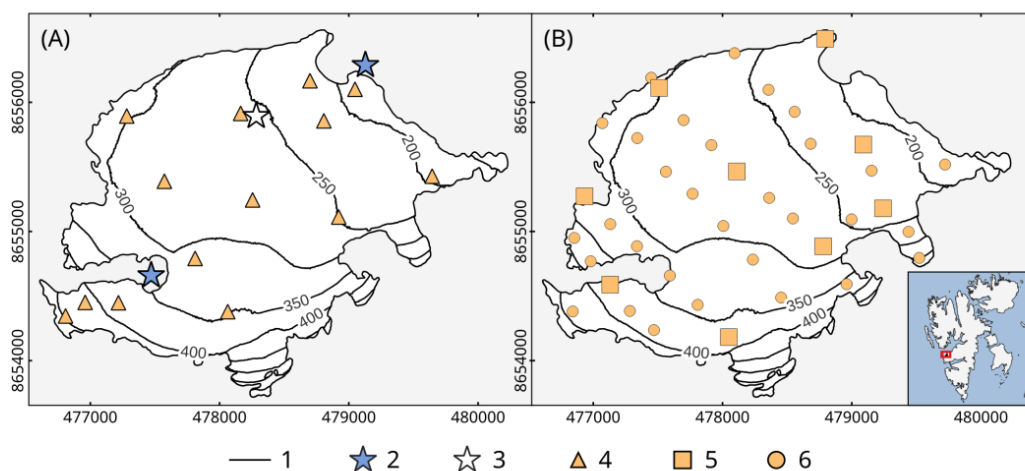


Рисунок 2.1 Сеть наблюдений на леднике Альдегонда: 1 — изолинии высот (по ArcticDEM, 2013), 2 — автоматические метеорологические станции, 3 — сезонная теплобалансовая установка, 4 — абляционные рейки, 5 — точки измерения плотности снега, 6 — точки измерения толщины снега

С 2017 г. в ходе летних сезонных наблюдений в центральной части ледника временно устанавливалась дополнительная временная теплобалансовая станция. С 2017

по 2021 гг. установка состояла из пар пиранометров М-80 конструкции Янишевского-Савинова (диапазон измерения 300–3000 нм), датчиков фотосинтетически активной радиации (ФАР) Licor LI-190R Quantum Sensor (400–700 нм) и инфракрасных радиометров APOGEE SI-111-SS (8000–14000 нм). В 2022 г. после интеркалибрации стал использоваться радиометр CNR4 Net Radiometer, оборудованный парами датчиков измерения коротковолновой (300–2800 нм) и длинноволновой радиации (4500–42000 нм).

Помимо наблюдений в точке установки теплобалансовой мачты дополнительно проводились маршрутные съемки отражательных свойств поверхности — альбедо. На леднике Альдегонда выполнялся U-образный профиль, состоящий из 30–40 точек для возможности верификации спутниковых снимков. Большое количество маршрутных точек обусловлено неоднородной поверхностью ледника. В каждой точке измерялись поток приходящей и отраженной солнечной радиации, скорость ветра, записывались данные о состоянии облачности, её тип и балл, состояние солнечного диска и характер подстилающей поверхности. Съемки до 2019 года проводились пиранометрами М-80, с 2019 г. — датчиком ФАР. Частота проведения съемок составляла 1–2 раза в неделю и была привязана к датам пролёта спутников Sentinel-2 и Landsat-8.

Поскольку АМС установлены в непосредственной близости от ледника на морене, возникает вопрос о репрезентативности использования этих данных для самого ледника. В ходе сезонных наблюдений в центральной части ледника вблизи измерительной площадки CS временно устанавливалась дополнительная временная теплобалансовая станция (Рисунок 2.1). Данные по солнечной радиации показали хорошую согласованность между наблюдениями в нижней и центральной части ледника (Рисунок 2.2). Значительные пропуски в метеорологических данных отсутствуют.

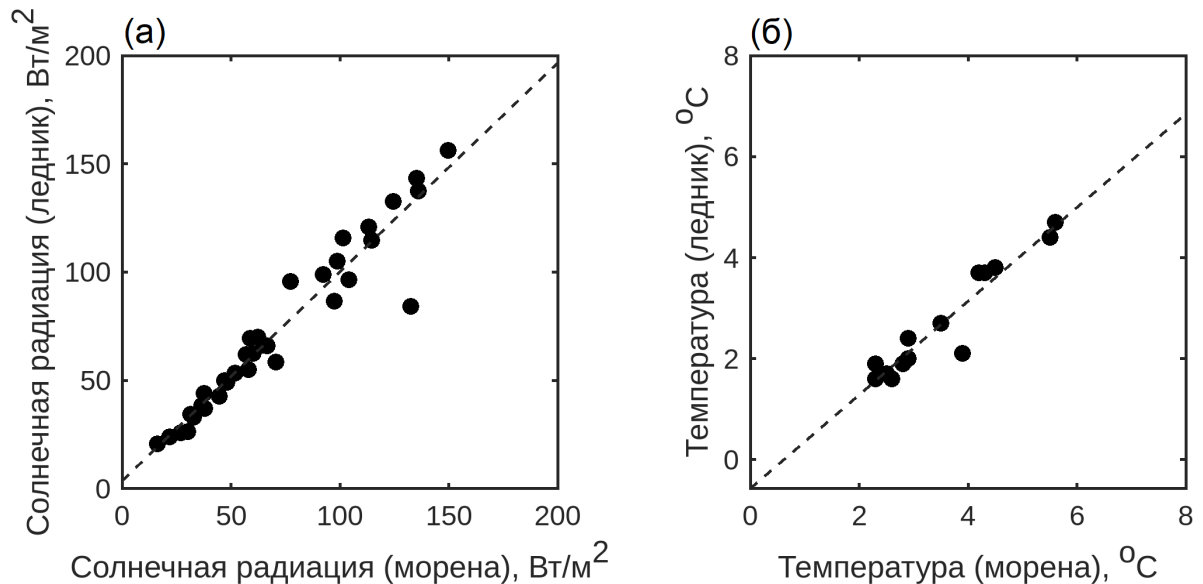


Рисунок 2.2 Сравнение а) потока приходящей коротковолновой солнечной радиации в центральной части и в низовьях ледника; б) приземной температуры воздуха на АМС, установленных непосредственно на поверхности ледника и вблизи нее на равной высоте.

Для оценки репрезентативности данных о приземной температуре воздуха и влажности, полученных вне ледника, в ходе экспедиций 2021 и 2022 гг. проведены работы по установке временной АМС непосредственно на поверхности ледника на той же высоте, что и стационарная. Установлено, что при переходе от поверхности, на которой стоит метеостанция, к поверхности ледника происходит температурный скачок, который в среднем составляет для летнего сезона около 1°C (Рисунок 2.2). При этом изменчивость в показаниях температуры воздуха сохраняется, поэтому данные постоянной АМС используются в работе без внесения корректировок.

2.3 Теплобалансовое моделирование

2.3.1 Описание модели

Теплобалансовое моделирование не ставит своей целью дальнейшее прогнозирование абляции ледника Альдегонда, модель в первую очередь необходима для оценки процессов, влияющих на уменьшение или увеличение абляции; прогностическая составляющая исследования строится на понимании структуры теплового баланса ледника и дальнейших его изменений, вызванных изменениями климата.

Для использования теплобалансовой модели есть несколько предпосылок: 1) техническая невозможность измерить непосредственно все компоненты теплового баланса вследствие инструментальных ограничений; некоторые из компонентов можно только

рассчитать на основе измеренных метеовеличин; 2) точечные измерения теплового баланса в любом случае требуют интер- и экстраполяции на всю поверхность ледника. Для решения этих двух задач и применяется модель, но исходными данными для неё являются фактические измерения, проведенные с участием автора на леднике и в ближайших его окрестностях.

Для оценки тепловых потоков, определяющих поверхностное таяние ледника Альдегонда, в основу модели было положено уравнение теплового баланса (1). Для расчета компонентов баланса использована известная методика, описанная в статье *Wheler and Flowers (2011)* с двумя модификациями: поток приходящей солнечной радиации при ясном небе для учета затененности рельефа в течение суток рассчитан при помощи готового модуля из программы с открытым исходным кодом SAGA GIS; поток тепла вглубь ледника оценивался с использованием "многослойной" модели, описанной в статье *Klok and Oerlemans (2002)*, но с большим, нежели два, количеством слоев. Кроме того, в модели автора не учитывается и не моделируется ни просачивание воды, ни повторное её замерзание, поскольку на леднике Альдегонда фирновый слой в настоящее время отсутствует.

Временной шаг модели совпадает с дискретностью натурных измерений и составляет один час, поэтому значения всех потоков тепла, составляющих уравнение (1), рассчитаны как среднечасовые. Ниже приведено подробное описание методик расчёта потоков тепла и необходимые преобразования входных данных.

Перечень необходимых для работы модели входных данных в виде временных рядов представлен в таблице 2.1.

Таблица 2.1 Перечень временных рядов метеорологических величин, необходимых для работы теплобалансовой модели

Обозначение	Название характеристики	Единицы измерения
S	Поток солнечной радиации	Вт/м ²
α	Альбедо поверхности	Выражено в долях единицы
T_z	Приземная температура воздуха	°C
T_s	Температура поверхности ледника	°C
H	Влажность воздуха	%
W	Скорость ветра	м/с
P	Давление	гПа
C	Облачность	В долях единицы

В обобщённом виде алгоритм работы теплобалансовой модели представлен на Рисунке 2.3. На первом шаге происходит инициализация модели, то есть первоначальное наполнение переменных внутри программы, которые ответственны за представление текущего состояния ледника. Таких переменных четыре: одна необновляемая в процессе расчетов — цифровая модель рельефа поверхности ледника, и три обновляемых на каждом шаге моделирования. К обновляемым переменным относятся растры, представляющие "послойные" температуры внутри ледника, растр, представляющий запас снега на поверхности ледника, а также растр со значениями альбедо поверхности. Описание исходных данных, использованных автором для инициализации модели, представлено далее в параграфе 2.3.2.

Далее, для получения пространственно распределенных метеорологических величин на основе временных рядов натурных измерений, в модели предусмотрена предварительная интерполяция с использованием модели рельефа и измеренных значений вертикальных градиентов метеовеличин, вычисленных по данным АМС, установленных в верхней и нижней части ледника. Распределенный поток нисходящей солнечной радиации рассчитывается по другому принципу, описанному ниже в параграфе 2.3.3. Две из входных

величин, облачность и скорость ветра, не интерполируются, их "точечные" значения распространяются на весь ледник без изменений. Облачность рассчитывалась по разнице между потенциальным потоком приходящей солнечной радиации и наблюдаемым. Итоговый балл облачности по трем градациям 0,2 / 0,5 / 0,8 определялся на основе соотношения между потоками. Такой подход был использован потому, что облачность архипелага очень неоднородна, а наблюдения на метеостанции в Баренцбурге не являются репрезентативными для ледника.

После получения внутри модели пространственно-распределенных растров необходимых для расчетов метеовеличин, происходит собственно пошаговый расчет компонентов теплового баланса. Полученный суммированием всех компонентов избыток или недостаток тепла приводит к увеличению или снижению температуры ледника, а также к таянию снега и/или льда. Внутренние переменные, ответственные за представление этих величин, обновляются на каждом шаге соответствующим образом.

В конечном итоге модель выдаёт в качестве результата временные ряды компонентов теплового баланса ледника, а также пространственно-распределенное количество таяния снега и льда на поверхности. Результаты расчета таяния далее были использованы для контроля правильности работы модели.

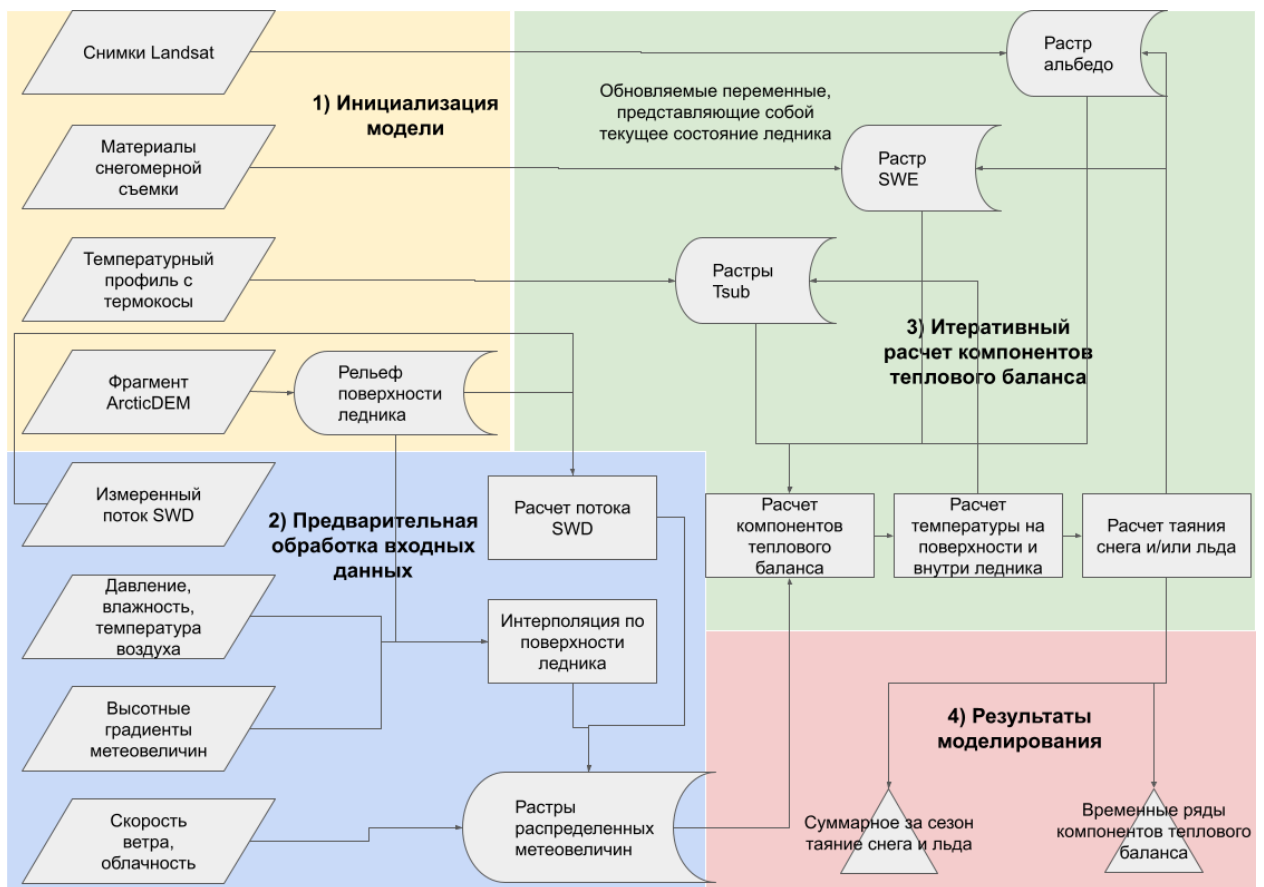


Рисунок 2.3 Обобщённая блок-схема работы используемой тепловбалансовой модели

2.3.2 Инициализация модели

Цифровая модель рельефа

В качестве цифровой модели рельефа (ЦМР) поверхности ледника был использован фрагмент модели рельефа ArcticDEM за 2013 г. Выбранный фрагмент ЦМР пространственным разрешением 2 м не имеет пропусков и используется внутри модели для решения двух задач:

- 1) распределения измеренных параметров погоды по поверхности ледника на основе измеренных вертикальных градиентов;
- 2) вычисления потенциального, то есть максимально возможного, потока солнечной радиации, поступающего на поверхность.

Снежный покров

Для моделирования поверхностного таяния с начала сезона абляции для инициализации модели необходимы значения распределенного по площади водного эквивалента снега (SWE). Для того, чтобы задать в модели начальное распределение SWE по поверхности ледника Альдегонда, были использованы данные ежегодного гидрологического мониторинга высоты и плотности снежного покрова за 2021 г. На леднике Альдегонда наблюдения проводятся в последнюю декаду апреля, до начала таяния снега. Данные снегомерных наблюдений, использованные в работе, включают девять шурфов для измерения плотности и высоты снега и 31 точку промеров высоты снежного покрова. Измерения располагались на квазирегулярной сетке (Рисунок 2.4).

Расчёт автором значений SWE, используемых для инициализации модели, включал в себя два этапа: 1) интерполяцию высоты снежного покрова и объемной (усредненную по глубине) плотности снега при помощи алгоритма Thin Plate Spline; 2) перемножение интерполированных растров высоты и объемной плотности снега (Рисунок 2.4). Осредненная по площади величина SWE весной 2021 г. составила 0,63 м в.э. Также в модели используется средняя плотность снега, необходимая для расчета кондуктивного теплообмена и составившая 387 кг м^{-3} .

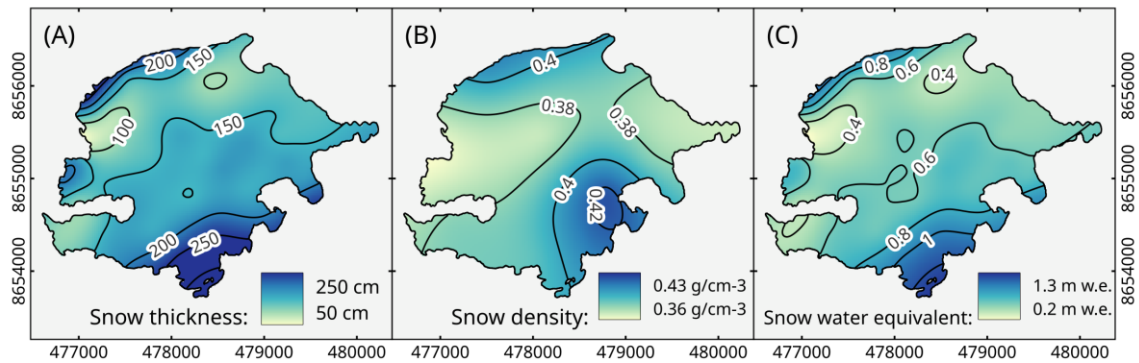


Рисунок 2.4 Снежный покров ледника Альдегонда, апрель 2021: а — высота снега, б — средняя по глубине плотность снега, с — водный эквивалент снежного покрова

Профиль температуры ледника

Для запуска моделирования потока тепла вглубь ледника в качестве входных данных были использованы данные температуры на различных глубинах по термокосу за 2021 г., установленной в центральной части ледника Альдегонда. К началу абляции глубина составляла 4,5 м, однако поскольку точное положение датчиков термокосы известно только в начальный момент, собранные данные использовались исключительно для инициализации модели (Рисунок 2.5).

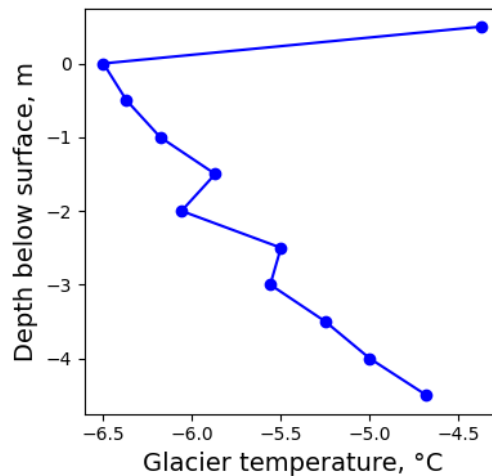


Рисунок 2.5 Профиль приповерхностной температуры ледника по данным термокосы (нулевая глубина — граница снег/лед) на 10 мая 2021 г. (12:00), использованный для инициализации модели

Альbedo поверхности

Альbedo поверхности ледника (α) неоднородно в пространстве и может существенно меняться во времени, в зависимости от наличия или отсутствия свежеснежного покрова, а также от естественной загрязненности поверхности ледника (Ivanov, Sviashchennikov, 2015). Натурные точечные или маршрутные наблюдения на поверхности ледника не обладают достаточной плотностью расположения точек измерений, а потому не позволяют корректно оценить особенности альbedo. Логичным решением является оценка пространственного распределения величин альbedo с использованием спутниковой информации. Для этой цели были использованы безоблачные изображения второго уровня обработки, полученные спутником Sentinel-2, с пространственным разрешением равным 10 и 20 м. Набор снимков на каждую дату содержит данные семи спектральных каналов оптического диапазона, пересчитанные в величины коэффициентов спектральной яркости поверхности (англ. Surface reflectance) путём применения атмосферной коррекции.

Для получения интегральной величины по значениям спектрального альbedo поверхности в отдельных диапазонах волн, была использована формула, предложенная в работе (Liang, 2001) и адаптированная позднее для спутника Sentinel-2 (Naegeli et al., 2017). Формула представляет собой уравнение множественной линейной регрессии, в котором предикторами выступают пять из семи спектральных каналов Sentinel-2:

$$\alpha = 0.356b_2 + 0.130b_4 + 0.373b_8 + 0.085b_{11} + 0.072b_{12} - 0.0018 \quad (9)$$

где α спектральное альbedo поверхности, b_i величина коэффициента спектральной яркости поверхности в i -м спектральном канале Sentinel-2.

В работе Naegeli et al., 2019 показано, что такая методика расчёта позволяет надёжно оценить альbedo поверхности горных ледников. Однако, для проведения дополнительной верификации альbedo, рассчитанного по спутниковым изображениям, были использованы данные натурных маршрутных съёмок альbedo, проведенных в период с 15 июля по 11 сентября 2021. Каждая съёмка состояла из 20–30 пар измерений приходящей и отраженной солнечной радиации. Для съёмки выбирались относительно однородные участки ледника, маршрут пролегал от языка ледника вдоль южного борта к вершине и обратно к краю вдоль северного борта. Измерения проводились датчиком фотосинтетически активной радиации LI-190R PAR.

В результате сравнения величины альbedo, рассчитанные по спутниковым снимкам полученные по данным натурных наблюдений показали хорошую согласованность, что

позволяет использовать в работе спутниковые снимки без внесения дополнительных корректировок (Рисунок 2.6).

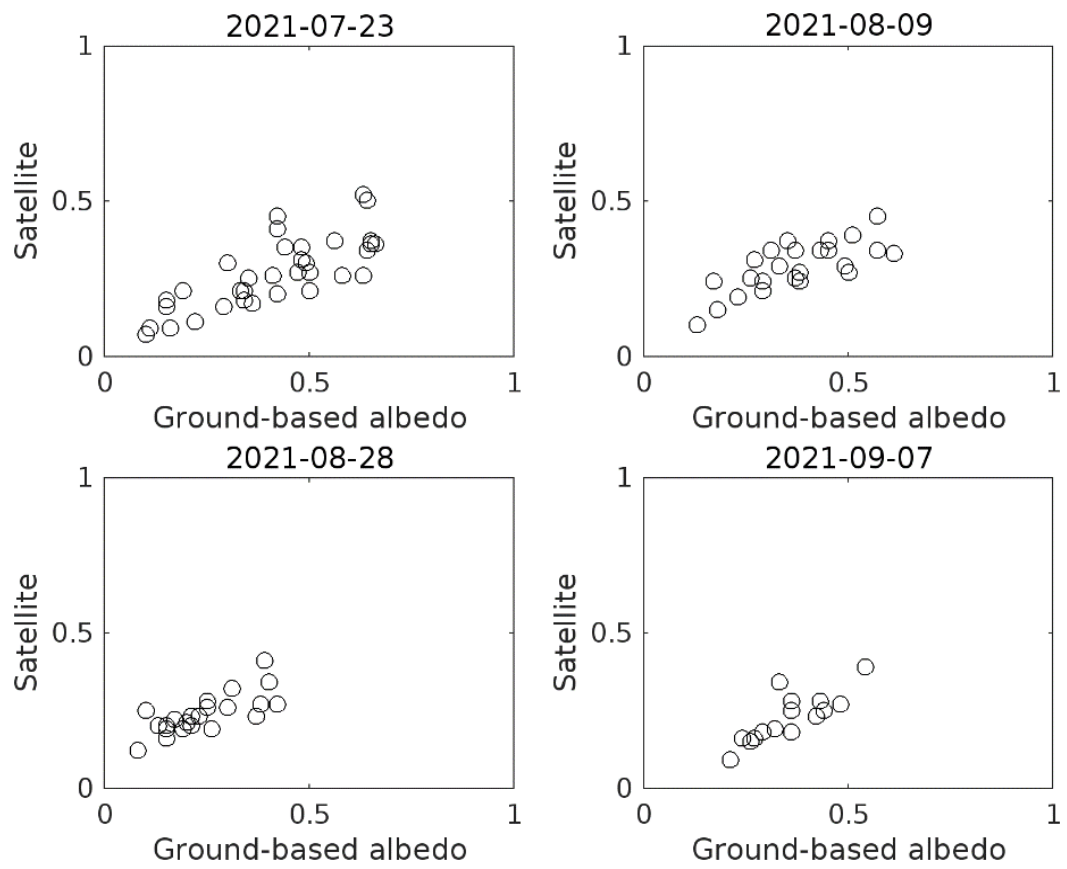


Рисунок 2.6. Верификация альбедо, рассчитанного по спутниковым снимкам на основе данных маршрутной съемки альбедо

Таблица 2.2 Спутниковые снимки, используемые для инициализации модели и её калибровки/валидации

Дата съёмки	Спутник	Albedo input	Snowline delineation
23 Apr 2021	Sentinel-2	+	-
15 May 2021	Sentinel-2	+	-
23 May 2021	Sentinel-2	+	-
6 Jun 2021	Sentinel-2	+	+
11 Jun 2021	Landsat-8	-	+
27 Jun 2021	Landsat-8	-	+
6 Jul 2021	Landsat-8	-	+
23 Jul 2021	Sentinel-2	+	+
9 Aug 2021	Sentinel-2	+	+
28 Aug 2021	Sentinel-2	+	+
3 Sep 2021	Sentinel-2	+	-
7 Sep 2021	Sentinel-2	+	-

2.3.3 Расчет компонентов теплового баланса

Коротковолновый баланс

Слагаемое $Q \cdot (1 - \alpha)$ из уравнения (1) описывает коротковолновый баланс ледниковой поверхности, включающий поток приходящей солнечной радиации (Q) и отражательную способность ледника (α), то есть отношение отраженного потока к приходящему.

Алгоритм “Potential Incoming Solar Radiation”, реализованный в программе System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA GIS), рассчитывает максимально возможный поток приходящей солнечной радиации в зависимости от астрономических факторов (зенитный и часовой угол солнца, время восхода и захода) и от морфометрии рельефа (уклон, экспозиция, затенение бортами) (Boehner and Antonic, 2009).

В основе алгоритма расчёта потенциального потока приходящей солнечной радиации на горизонтальную поверхность лежит уравнение:

$$Q = Q_{dir} + Q_{dif}$$

$$Q_{dir} = S_{const} * \beta^{m(\theta)} * S_d * S_g * \cos(A)$$

$$Q_{dif} = R_{glb} * P_{dif} * D * S_g * W * \cos(A)$$

где Q_{dir} — поток прямой солнечной радиации, Q_{dif} — поток рассеянной солнечной радиации, β — прозрачность атмосферы, $m(\theta)$ — относительная длина оптического пути, зависит от высоты над уровнем моря и зенитного угла солнца, S_d — продолжительность солнечного сияния, S_g — доля видимого воздушного пространства, A — угол падения между центроидом сектора воздушного пространства и осью, перпендикулярной к поверхности, зависит от наклона поверхности, R_{glb} — глобальное нормальное излучение, P_{dif} — доля рассеянного излучения, D — временной интервал, W - доля рассеянного излучения, исходящего из данного сектора воздушного пространства относительно всех секторов (Fu P., 2000).

Далее алгоритм учитывает особенности рельефа, т.е. пересчитывает поток для наклонной поверхности:

$$Q_i = Q \sin \delta_{exp} / \sin h_0$$

где Q_i — поток суммарной солнечной радиации на наклонную поверхность, δ_{exp} — угол падения солнечных лучей, h_0 — угол высоты солнца (Hofierka et al., 2002).

Временной шаг модели расчёта потенциального потока коротковолновой радиации составляет 1 час. В результате запуска алгоритма получены распределенные значения максимально возможного потока приходящего солнечного излучения при ясном небе и прозрачности атмосферы 0,8 (Рисунок 2.7). Далее, в модели происходит сравнение двух величин: фактически измеренного значения приходящей коротковолновой радиации и её расчетного значения в соответствующем пикселе. На основе этого сравнения вычисляется коэффициент масштабирования для пересчета раstra потенциальных значений в реальные (Рисунок 2.7). Таким образом, вопрос выбора конкретного значения прозрачности атмосферы не столь актуален, так как значения масштабируются под реальные измерения.

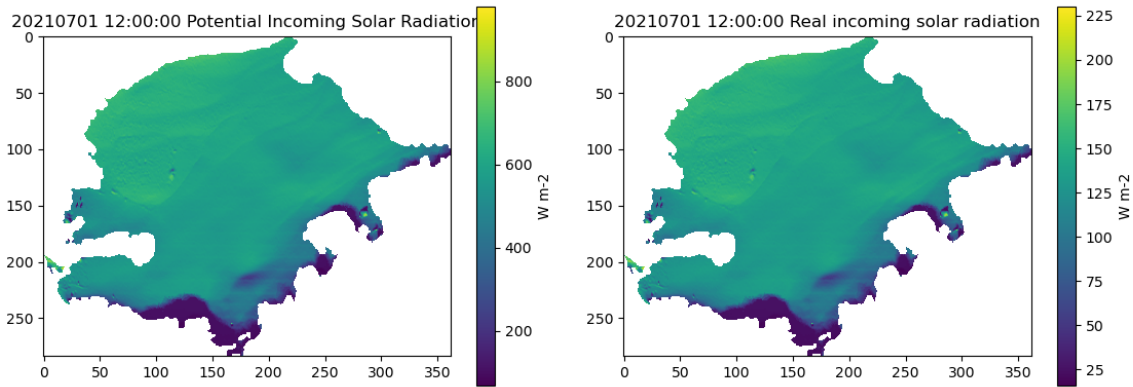


Рисунок 2.7 Пример рассчитанных потоков потенциальной приходящей солнечной радиации (а) и полученного с помощью наблюдений в точке реального значения (б)

Ещё одним важным компонентом коротковолнового баланса является отражательная способность поверхности — альbedo — отношение отражённого потока к приходящему. В период начала абляции подстилающая поверхность представлена снежным покровом. Альbedo снега — величина, обладающая изменчивостью во времени за счёт изменения плотности. Начальное значение определяется по спутниковому снимку до даты начала таяния. Для каждого временного промежутка между снимками альbedo снега линейно интерполируется для каждого пикселя при условии сохранения “типа” поверхности в пределах начальной и конечной дат. Для пикселей, где на следующем изображении “тип” поверхности меняется со снега на лед, используются значения альbedo льда по спутниковым снимкам и их величина не интерполируется от снимка к снимку.

Для оценки изменения альbedo снега во времени был использован алгоритм расчета, основанный на методике изложенной в работе *Rohrer and Braun (1994)*. Поскольку разница альbedo снега с даты последнего снегопада уменьшается из-за процессов уплотнения, то альbedo определяется уравнением:

$$\alpha = \alpha_0 + k * \exp^{-n \cdot r} \quad (2)$$

где α_0 — минимально возможное значение альbedo снега, равное 0,40, $k = 0,44$, n — количество дней после последнего снегопада, r — константа, которая выбирается в зависимости от температуры воздуха и составляет 0,05 при отрицательной температуре и 0,12 для положительной.

Длинноволновый баланс

Длинноволновый баланс (I) или эффективное излучение земной поверхности — разность восходящего и нисходящего длинноволнового излучения, вычислялась по методике, описанной в работе (König-Langlo, Augstein, 1994). В соответствии с этим подходом, длинноволновый баланс подстилающей поверхности равен:

$$I = \varepsilon \sigma T_s^4 - \varepsilon_a(n, T, e) \sigma T^4 \quad (3)$$

где T_s — температура поверхности (K); ε — излучательная способность поверхности, принятая для льда 0,98; σ — постоянная Стефана-Больцмана, равная $5.669 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²·K⁴). Второе слагаемое уравнения (3) — нисходящее излучение атмосферы, где ε_a — излучательная способность атмосферы, являющаяся функцией количества облачности (n), температуры воздуха (T) и упругости водяного пара (e) на высоте 2 м.

Исчерпывающий обзор существующих подходов к оценке излучательной способности атмосферы приведён в работе (König-Langlo, Augstein, 1994). Далее в работе использована эмпирическая зависимость, адаптированная авторами указанной выше статьи к условиям арх. Шпицберген:

$$\varepsilon_a = a_k + b_k n \quad (4)$$

где n — количество общей облачности в долях единицы по данным визуальных наблюдений, a_k и b_k — эмпирические коэффициенты ($a_k = 0,765$, $b_k = 0,22$). Пример расчетов показан на рисунке 2.8.

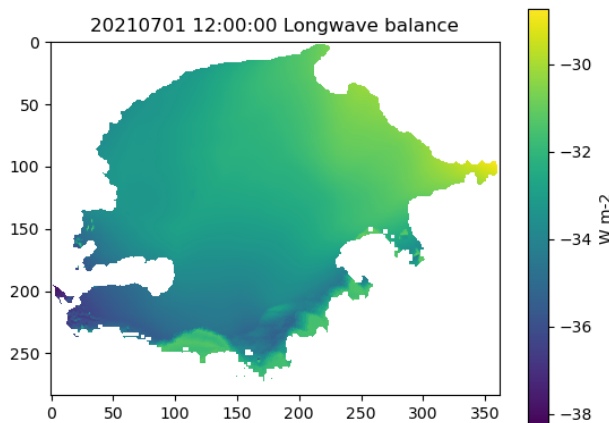


Рисунок 2.8 Пример рассчитанного значения длинноволнового баланса

Турбулентные потоки

Для расчёта турбулентных потоков явного (P) и скрытого (LE) тепла использовался метод, изложенный в работе (Munro, 1990), основанный на полуэмпирической теории турбулентности Мони́на-Обухова. Этот подход успешно применялся для моделирования таяния горных ледников, а результаты представлены в ряде работ по схожей тематике (Hock, 2005; Wheler, Flowers, 2011). Для оценки величин P , LE применяются аэродинамические формулы, в которые входят значения скорости ветра, температуры и относительной влажности воздуха на двух высотах: вблизи поверхности ледника (s) и на некоторой высоте z :

$$P = C_H c_p \rho_a u_z (T_z - T_s)$$

$$LE = C_E L_v \rho_a u_z \left(\frac{0.622}{p} \right) (e_z - e_s)$$

где C_H и C_E — коэффициенты турбулентного теплообмена, ρ_a — плотность воздуха, рассчитанная на основе его температуры и давления, $c_p = 1010$ Дж/(кг·К) — удельная теплоёмкость воздуха, $L_v = 2,514 \cdot 10^6$ Дж/кг — скрытая теплота парообразования. Скорость ветра u_z , температура воздуха T_z и давление p измерены на высоте $z = 1,6$ м. T_s и e_s представляют собой температуру тающей поверхности и упругость водяного пара вблизи неё. Парциальное давление водяного пара на высоте z рассчитывается на основе измеренной относительной влажности воздуха.

Коэффициенты турбулентного теплообмена рассчитываются по следующим формулам (Hock, Holmgren, 1996):

$$C_{H,E} = \frac{k^2}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_M}\right) - \Psi_M\left(\frac{z}{L}\right) \right] \left[\ln\left(\frac{z}{z_{H,E}}\right) - \Psi_{H,E}\left(\frac{z}{L}\right) \right]} \quad (7)$$

где $k = 0,4$ — постоянная Кармана, $Z_{M,H,E}$ — шероховатость поверхности для ветра, тепла и водяного пара, $\Psi_{M,H,E}$ — универсальные функции, L — значение параметра Мони́на-Обухова. Значения шероховатости заданы авторами как $z_M = 10$ мм, $z_{H,E} = z_M / 100$. Эти значения были выбраны авторами на основе обзора аналогичных расчётов, выполненных для условий поверхности других ледников (Wheler, Flowers, 2011).

Значения функций $\Psi_{M,H,E}$ были рассчитаны в соответствии с работой (Beljaars, Holtslag, 1991) и характеризуют условия как устойчивой, так и неустойчивой стратификации приземного слоя воздуха:

$$-\Psi_M = \frac{az}{L} + b\left(\frac{z}{L} - \frac{c}{d}\right)\exp\left(-d\frac{z}{L}\right) + \frac{bc}{d} \quad (8)$$

$$-\Psi_{H,E} = \left(1 + \frac{2az}{3L}\right)^{1.5} + b\left(\frac{z}{L} - \frac{c}{d}\right)\exp\left(-d\frac{z}{L}\right) + \frac{bc}{d} - 1 \quad (9)$$

где a, b, c, d — эмпирические коэффициенты равные 0,7, 0,75, 5,0, 0,35, соответственно. Wheler и Flowers (2011) показали, что эти значения функций универсальности дают приемлемый результат при моделировании абляции.

Расчёты по приведенным выше формулам требуют значения параметра Мони́на-Обухова L , который был определен с помощью следующих выражений:

$$L = \frac{\rho C_p u_*^3 T_z}{kgP}$$

$$u_* = \frac{ku_z}{\ln\left(\frac{z}{z_M}\right) - \Psi_M}$$

где u_* — динамическая скорость.

Таким образом, расчёт параметра Мони́на-Обухова требует знания искомого потока явного тепла. В таких случаях используется итерационная процедура. На первом шаге отношение z/L (функция устойчивости) полагается равным нулю, что упрощает формулу (7), и на основе этого считается приближенное значение потока явного тепла, которое затем подставляется в формулы (10–11) для получения величины параметра Мони́на-Обухова. На следующей итерации значение L подставляется в формулу (7), и расчёты повторяются до тех пор, пока расчетное значение потока P , не станет отличаться от значения, полученного на предыдущем шаге на величину 0.1 Вт/м². Пример расчетов показан на рисунке 2.9.

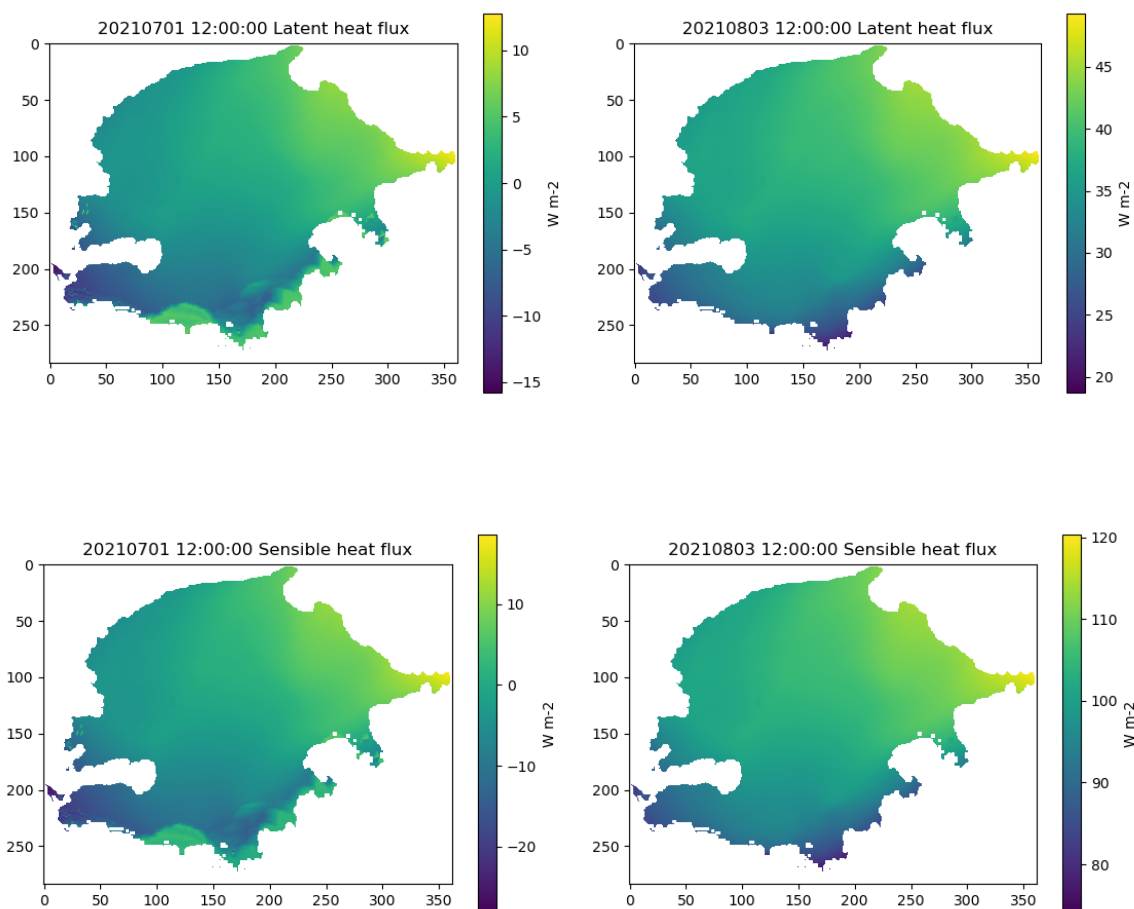


Рисунок 2.9 Пример рассчитанных потоков явного и скрытого тепла для ледника Альдегонда по данным 2021 года.

Поток тепла вглубь ледника

Поток тепла, направленный вглубь ледника или кондуктивный поток энергии G вычисляется по вертикальному градиенту температуры ∇T в верхнем слое многослойной модели, которая расширяет простую двухслойную модель Klok and Oerlemans (2002):

$$G = k \nabla T_{surf} c \rho$$

где c удельная теплоемкость, ρ — плотность и k теплопроводность, зависящая от объемной плотности материала в верхнем слое (Sturm et al., 1997):

$$k = 0.138 - 1.01 \cdot 10^{-3} \rho + 3.233 \cdot 10^{-6} \rho^2$$

Изменение температуры верхнего слоя на каждом шаге модельного времени рассчитывается следующим образом:

$$\frac{\partial T_{surf}}{\partial t} = \frac{k \nabla T}{d_{surf}} + \frac{B}{c_p d_{surf}}$$

где d_{surf} — толщина верхнего слоя, B — поток теплового обмена с атмосферой, который представляет собой сумму балансов коротковолнового и длинноволнового и турбулентных потоков. B учитывается только для самого верхнего слоя многослойной модели; для более глубоких слоев изменение температуры определяется только разностью восходящих и нисходящих кондуктивных тепловых потоков.

Пример выделения слоев для ледника Альдегонда на 10 мая 2021 г. (12:00) приведен на рисунке 2.11.

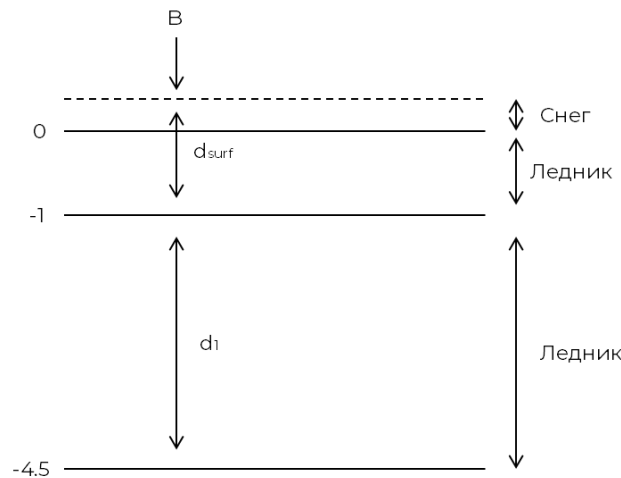


Рисунок 2.11. Схематический профиль с выделенными слоями для расчёта потока тепла вглубь ледника.

2.3.4 Расчет таяния поверхности ледника

Поток тепла расходуемый на таяние (A) вычисляется по остаточному принципу. Это позволяет определять толщину растаявшего в течение суток слоя льда, в единицах водного эквивалента:

$$A = \frac{N \Delta h}{\Delta t}$$

где A — поток тепла, затрачиваемый на таяние, Вт/м²; N — удельная теплота плавления льда, принятая $3,33 \cdot 10^5$ Дж/кг; Δh — водный эквивалент растаявшего слоя, мм в.э.; Δt — интервал времени, с. Таяние снега и льда рассчитывается в модели отдельно.

2.4 Измерения толщины стаявшего слоя льда

С 2008 г. сотрудниками ФГБУ "ААНИИ" на леднике Альдегонда проводится гляциологический мониторинг. Ежегодно на основе сети деревянных абляционных реек, в настоящее время насчитывающей 14 штук, измеряется толщина стаявшего слоя льда (Рисунок 2.12). Рейки распределены так, чтобы покрыть все пятидесятиметровые интервалы высот, используемые для расчета среднего по леднику баланса массы, осредненного по площади, на основе вертикального профиля абляции. Исключение составляет наиболее высокая и труднодоступная часть, которая составляет лишь небольшой процент поверхности ледника. В центральной части ледника в каждом интервале высот для оценки возможных эффектов топографического затенения и неоднородности экспозиции и уклона установлено сразу несколько абляционных реек.

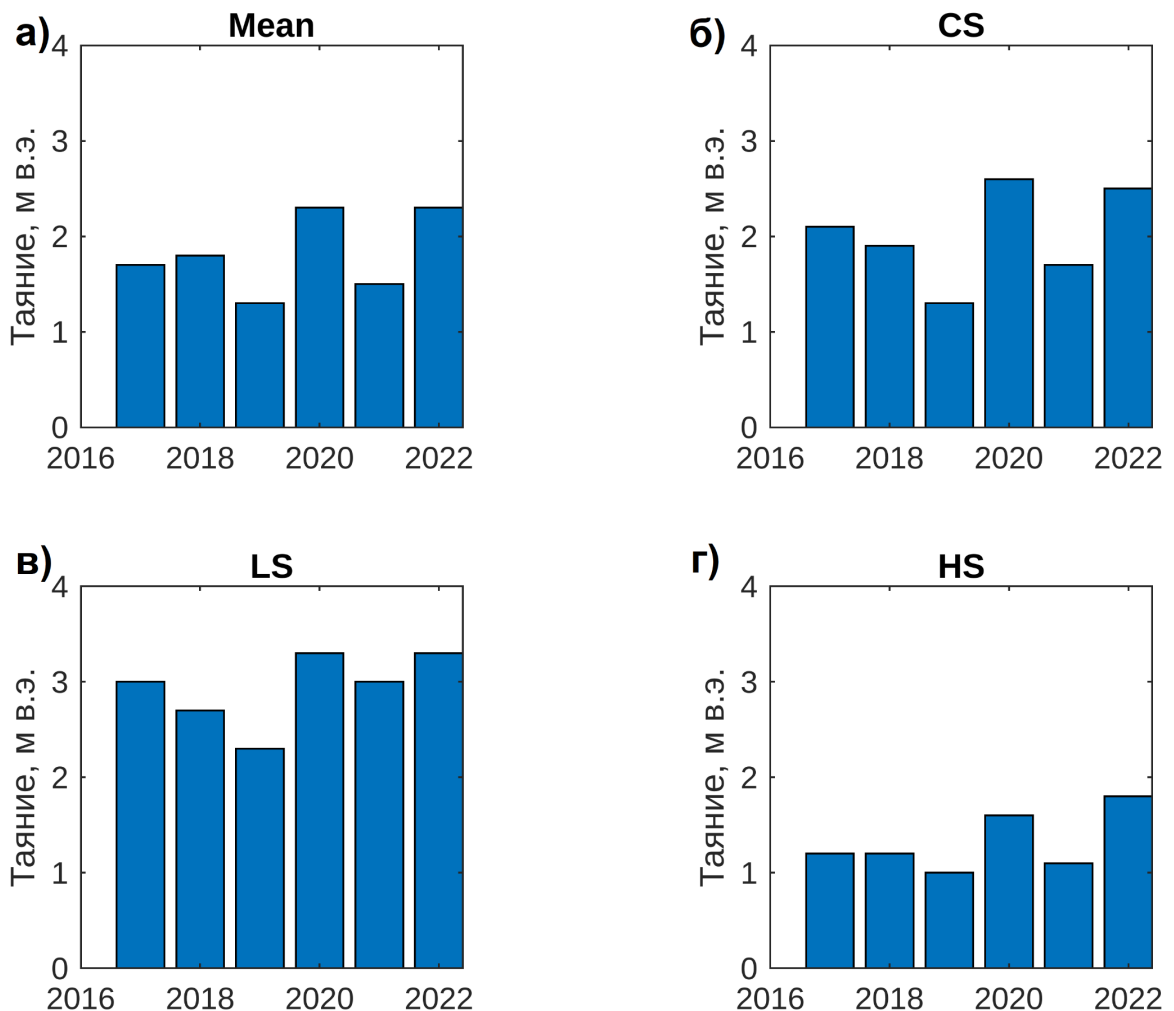


Рисунок 2.12 Межгодовая изменчивость таяния поверхности ледника Альдегонда по данным гляциологического мониторинга с 2017 по 2022 гг. а) в среднем по леднику, б) нижней, в) центральной, г) верхней части ледника

До 2020 г. замеры толщины стаявшего слоя льда производились с июля по сентябрь по мере необходимости перебуривания рек, поэтому их частота не регулярна во времени и зависит от динамики таяния в конкретный сезон; в 2021 и 2022 гг. замеры целенаправленно производились по учащённой программе и с участием автора. Для перевода показаний рек из сантиметров стаявшего слоя в единицы водного эквивалента плотность льда была принята равной 880 кг/м^3 , как рекомендовано в работе *Чернова и др. (2019)*.

Данные гляциологического мониторинга на леднике Альдегонда используются в данной работе, во-первых, для верификации результатов моделирования (глава 3), а, во-вторых, для анализа межгодовой изменчивости абляции льда в связи с метеорологическими факторами (глава 4). В главе 4 используются данные только с двух измерительных площадок: с нижней (lower site, “LS”) и ближе к центру ледника (central site, “CS”). Снежный покров в районе этих двух площадок исчезает наиболее рано, поэтому количество измерений абляции льда здесь за сезон больше. Измерительные площадки расположены на высотах 173 и 245 м над уровнем моря (2019), соответственно (Рисунок 2.13).

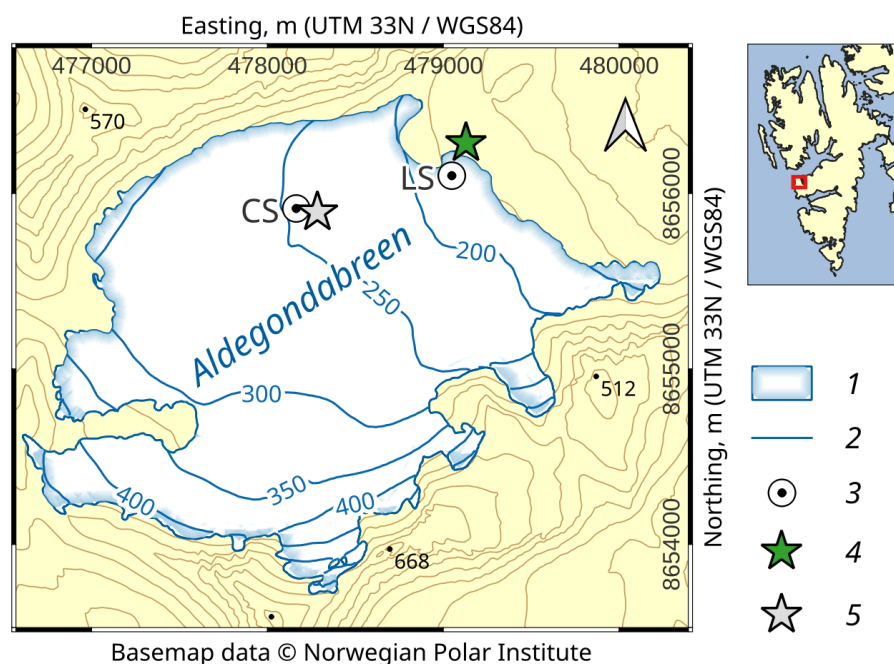


Рисунок 2.13 Расположение измерительных площадок на поверхности ледника Альдегонда

В главе 4 использованы данные за те годы, когда снятие отсчётов по рейкам производилось четыре и более раз за сезон, обеспечивая тем самым не менее трёх измерений стаявшего слоя. Первое измерение в балансовом году, включающее остаточное

осеннее и начальное весеннее таяние и охватывающее временной интервал более полугода, исключалось из анализа. Далее, для обеспечения взаимной сопоставимости данных, они были нормированы на неравное количество суток в каждом периоде, тем самым получив *скорости* таяния льда в см/сут (Таблица 2.3).

Таблица 2.3. Измеренные скорости таяния льда на поверхности ледника Альдегонда и усредненные значения метеопараметров в 2018–2022 гг.

Период времени		Скорость абляции льда, см/сут		Средний поток коротковолновой солнечной радиации,	Средняя приземная температура воздуха,
		Площадка CS	Площадка LS	Вт/м ²	°C
18.07.2018	01.08.2018	4,1	4,5	146,3	4,8
01.08.2018	07.08.2018	2,5	4,2	124,7	6,9
07.08.2018	13.08.2018	4,3	5	123,1	4,6
13.08.2018	20.08.2018	—	3,1	94,4	4,1
20.08.2018	10.09.2018	—	2,1	49,3	3,6
10.09.2018	19.09.2018	—	0	56,4	0
07.07.2019	20.07.2019	1,5	5,4	161,1	4,7
20.07.2019	31.07.2019	4,5	5,5	153,3	5,5
31.07.2019	13.08.2019	3,4	4,2	187,1	4,5
13.08.2019	02.09.2019	1	2,3	71,5	3,2
02.09.2019	16.09.2019	0,9	1,2	40,7	3
07.07.2020	25.07.2020	4,2	4,7	121,5	6,2
25.07.2020	05.08.2020	4,7	6,6	203	9,7
05.08.2020	19.09.2020	2	2,4	69,7	4,2
15.07.2021	20.07.2021	2,8	4,8	119	5,2
20.07.2021	27.07.2021	4,6	4,3	169,1	5
27.07.2021	31.07.2021	4,5	4	98,5	4,8

31.07.2021	05.08.2021	4,2	4,4	130,7	6,2
05.08.2021	10.08.2021	4,8	4,8	143,3	5,2
10.08.2021	14.08.2021	2,5	3,8	101,4	5,5
14.08.2021	17.08.2021	2	3,3	118,5	3
17.08.2021	25.08.2021	2,1	2	75	3,6
25.08.2021	31.08.2021	1,8	2,3	57,4	4,7
31.08.2021	07.09.2021	1,4	1,3	66,5	3
07.09.2021	11.09.2021	0	0,3	64,8	1,8
11.09.2021	27.09.2021	1,6	2,1	24,5	3,4
02.08.2022	08.08.2022	3,5	5,8	94,4	6,3
08.08.2022	13.08.2022	3	6,2	102,6	5,1
13.08.2022	20.08.2022	3	3,3	70,9	3,1
20.08.2022	26.08.2022	1,5	2	105,8	3,8
26.08.2022	01.09.2022	1,7	0,7	86,4	2,9
01.09.2022	08.09.2022	3,4	4,3	39,3	4,1
08.09.2022	15.09.2022	0	0	41,6	1,3

Выводы к главе 2

В главе 2 было рассмотрено уравнение теплового баланса поверхности ледников и физические процессы теплопередачи в системе ледник – атмосфера, которые опосредованы компонентами этого уравнения. Был приведен обзор имеющихся в наличии измерений, необходимых для оценки теплового баланса ледника Альдегонда. Большая часть данных, включая микроклиматические и актинометрические наблюдения, была собрана при участии автора.

Поскольку микроклиматические и актинометрические измерения, выполненные в конкретной точке ледника, сложно экстраполировать на всю его поверхность, автором была реализована математическая модель, основанная на уравнении теплового баланса. Модель работает на основе комбинации метеонаблюдений, проводимых непосредственно на изучаемом леднике, а также данных дистанционного спутникового зондирования, используемых для оценки альбедо поверхности. Модель позволяет не только оценить величину слоя абляции на поверхности ледника (эта характеристика используется в следующей главе для верификации результатов моделирования), но и соотнести вклад различных факторов в потерю ледником массы, а также рассмотреть временной ход компонентов теплового баланса.

Несмотря на то, что физически обоснованные модели с распределенными параметрами требуют значительное количество входных данных, теплобалансовое моделирование важно с точки зрения выявления механизмов, ответственных за поверхностное таяние ледника. Это отличает их от простых эмпирических моделей, дающих на выходе исключительно оценку баланса массы.

ГЛАВА 3 ОЦЕНКА ВКЛАДА КОМПОНЕНТОВ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА В ВНУТРИСЕЗОННУЮ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПОВЕРХНОСТНОГО ТАЯНИЯ ЛЕДНИКА АЛЬДЕГОНДА

3.1 Обзор предыдущих теплобалансовых наблюдений на ледниках Шпицбергена

Тепловой баланс ледников и механизм влияния его компонентов на абляцию исследуется во множестве работ на основе эпизодических наблюдений на архипелаге Шпицберген. В статье *Aas et al. (2016)* показано, что основным источником энергии, определяющим таяние ледников, является коротковолновый баланс, однако, потоки явного и скрытого тепла вносят значительный вклад в годы с аномальным сезонным таянием. Более крупные ледники архипелага, расположенные намного выше современной снеговой линии, по-прежнему обладают обширной зоной аккумуляции и сохраняют свое среднее альбедо относительно высоким в течение всего года, что делает их менее уязвимыми для солнечной радиации (*Van Pelt et al., 2016*). Однако даже для некоторых высокогорных ледников, несмотря на большой градиент изменения температуры и отрицательные значения потока скрытого тепла, соотношение вклада составляющих теплового баланса в таяние составляет 90% и 10% за счет коротковолнового баланса и потока явного тепла, соответственно (*Malecki, 2015*). Несколько исследований (*Möller et al., 2011; Østby et al., 2013*) показали значительный вклад повторного замерзания в тепловой баланс поверхности ледников Шпицбергена. Пористые и холодные слои фирна и снега могут действовать как буфер для удержания воды, уменьшая потерю массы ледником за счет повторного замерзания талых вод и жидких осадков (*Łupikasz et al., 2019*).

Однако на Шпицбергене имеется ряд гораздо более мелких и более низких ледников: в центральной части острова преобладают небольшие каровые и долинные ледники (*Möller and Kohler, 2018*). Здесь оледенение отступает быстрее, находясь в настоящее время ниже современной снеговой линии (*Чернов, 2019*). Соотношение компонентов теплового баланса таких ледников и влияние их топографических особенностей на абляцию были описаны в работах *Arnold et al. (2006)* и *Zou et al. (2021)* на основе тематических исследований ледников Средний и Восточный Ловен (Midtre и Austre Lovénbreen) недалеко от посёлка Нью-Олесунн. Одним из основных результатов исследований стал вывод о преобладающей роли солнечной радиации относительно вклада турбулентных потоков.

Ряды измерений теплового баланса вокруг Баренцбурга во второй половине XX века были обобщены в работе *Троцкого и др., 1975*. Был сделан вывод о том, что

турбулентные потоки поставляли до 50% тепла, доступного для таяния ледника, что противоречит более современным выводам. Как уже упоминалось, теплораспределительные наблюдения до 2000-х годов носили эпизодический характер, период наблюдений составлял от суток до 1 сезона.

В данной главе на примере ледника Альдегонда в сезон таяния 2021 г. рассмотрены вопросы внутрисезонной изменчивости соотношения компонентов теплового баланса и того, какие погодные явления способны значительно усиливать таяние поверхности ледников. Понимание процессов, приводящих к повышению роли того или иного потока тепла, и, следовательно, увеличению абляции, наблюдавшихся в течение летнего сезона 2021 г., может стать ключом к составлению обоснованных прогнозов баланса массы низко расположенных ледников Шпицбергена в ближайшем будущем.

3.2 Соотношение вклада составляющих теплового баланса в таяние

Общая продолжительность теплораспределительных наблюдений на леднике Альдегонда в 2021 г. составила 125 суток. Измерения были начаты 10 мая, до начала снеготаяния, и продолжались до 11 сентября, когда фактические скорости таяния льда приблизились к нулевым значениям. Таким образом, натурные измерения и моделирование охватывают весь сезон абляции 2021 г. целиком.

Максимум в потоке потенциальной приходящей солнечной радиации, рассчитанной на основе алгоритма, реализованного в программе SAGA GIS, пришёлся на 21 июня, что является днём летнего солнцестояния. Однако в реальных наблюдаемых значениях потока нисходящей коротковолновой радиации из-за погодных явлений отчетливого пика не было (Рисунок 6а). Реальные значения потока относительно высоки в первой половине сезона наблюдений, с 5 мая по 7 июля, что обусловлено состоянием облачного покрова в этот период и астрономическим фактором.

Сезонный ход составляющих теплового баланса в сезон абляции выглядит следующим образом: как следует из рисунков 6б, среднесуточные положительные значения составляющих теплового баланса поверхности имеют куполообразный вид, с максимумом в середине сезона абляции, в июле, и с минимумами в начале и конце сезона, что связано с сокращением продолжительности светового дня и понижением температуры воздуха. Длинноволновый баланс (RL) поверхности не имеет выраженного сезонного хода, так как в наибольшей степени определяется количеством облачности.

Начало абляции снега на леднике Альдегонда, согласно модели, пришлось на последнюю неделю мая (Рисунок 3.1). Изменения по абсолютной величине потока тепла, затрачиваемого на таяние льда, в целом повторяют колебания величины коротковолнового баланса поверхности, что наглядно демонстрирует его определяющую роль в таянии на поверхности ледника. Интенсивного таяния не наблюдалось до 15 июня, поскольку основная часть избытка тепла уходила на прогрев снежной толщи до температуры плавления.

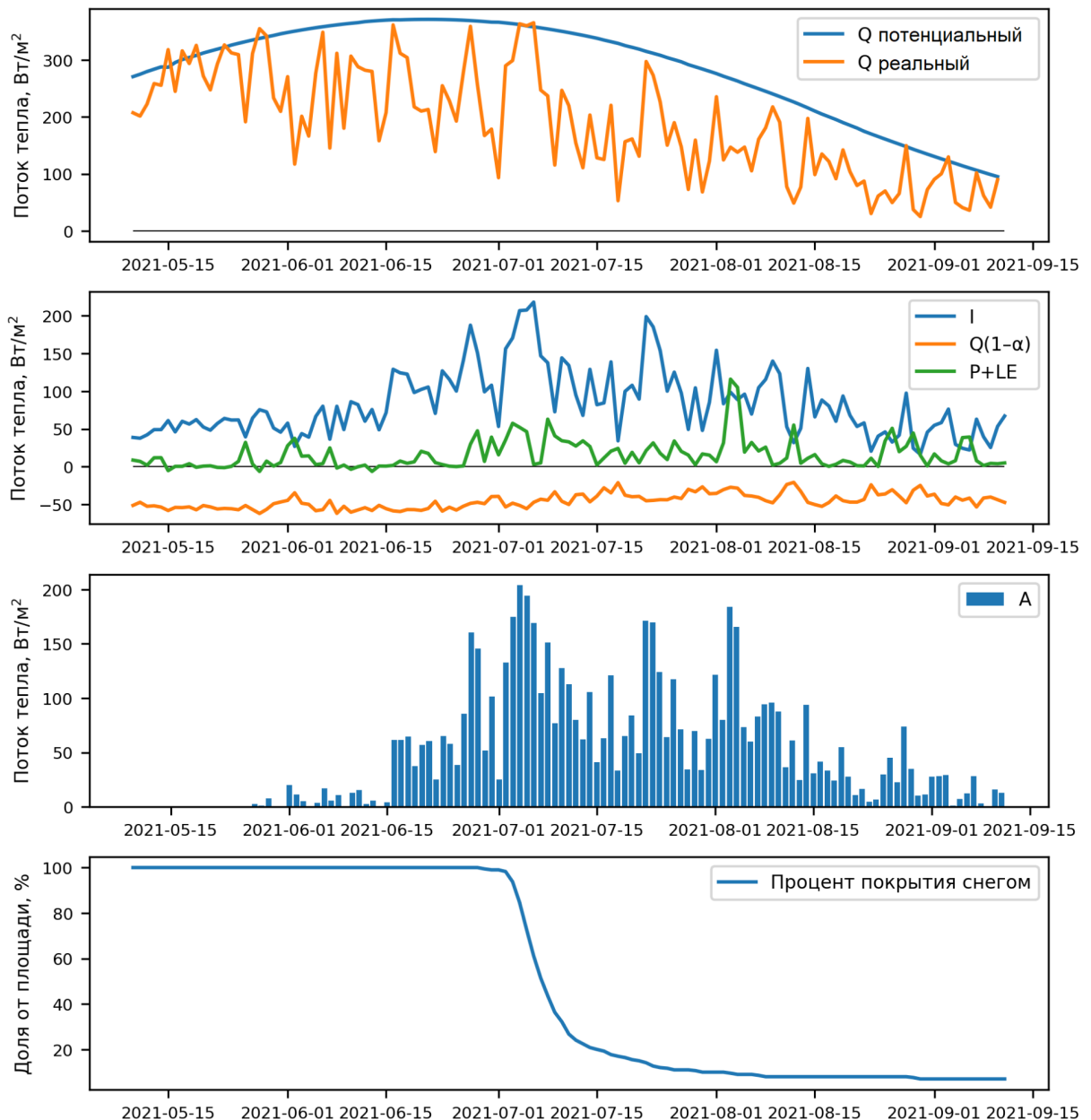


Рисунок 3.1 Внутригодовые изменения среднесуточных потоков тепла на леднике Альдегонда в сезон абляции 2021 г. P — поток явного тепла, $Q(1-\alpha)$ — коротковолновый баланс, I — длинноволновый баланс, A — поток тепла, затрачиваемый на таяние

Максимальные значения потока тепла, затрачиваемого на таяние, наблюдались в первую неделю июля, когда началось активное снеготаяние и стремительное отступление снеговой линии вверх по леднику, что привело к снижению его среднего альбеда. Полное освобождение ледника от снежного покрова произошло во второй половине лета, что обусловило большой высотный градиент в величинах таяния льда. Наиболее продолжительное время снег оставался в самых верховьях и вдоль бортов ледника в затененных областях.

За сезон таяния, доля коротковолнового баланса от общей суммы положительных компонентов теплового баланса составляет 84%, явного потока тепла — 13% (Таблица 3.1). Такая оценка близка к результатам, полученным *Zou et al. (2021)* для ледника Восточный Ловен по данным наблюдений в 2014 г.: доли коротковолнового баланса и явного потока тепла также составили 87% и 13% соответственно. Однако, эти оценки трудно сравнивать напрямую, поскольку значения для Восточного Ловена были рассчитаны в определенной точке на леднике, а значения, полученные автором, являются усредненными по всей поверхности ледника. Полученный по данным 2021 года результат для полного периода абляции хорошо соотносится с результатом предыдущего моделирования для ледника Альдегонда в августе 2019 года, когда аналогичные потоки тепла составили доли в 89% и 10%, соответственно (*Прохорова и др., 2021*).

Наблюдаемое соотношение компонентов теплового баланса имеет важное значение для уточнения условия, при котором зимнее накопление снега полностью компенсирует летнее таяние. В исследовании (*Осокин и др., 2010*) рассмотрена чувствительность ледника Альдегонда к изменениям температуры и твердых осадков, основным результатом является вывод, что количество зимнего снега компенсирует таяние льда в соотношении 1:1. Этот вывод был обусловлен тем, что удельная теплота плавления льда и снега одинакова, но это было бы верно только в том случае, когда основной движущей силой абляции является температура воздуха. Однако в случае, когда первичным притоком тепла является поток нисходящей солнечной радиации, таяние снега будет менее интенсивным, чем таяние льда, в зависимости от соотношения их отражательной способности, то есть примерно 1:3. Следовательно, один метр в.э. снежного покрова может компенсировать три метра в.э. льда, что значительно превышает предыдущие оценки и делает ледник гораздо более чувствительным к изменениям количества твердых осадков.

Таблица 3.1 Средние потоки тепла в сезон таяния 2021 г. и их вклад в сумму положительных компонентов баланса.

Поток	Значение, Вт/м ²	Вклад, %
Коротковолновый баланс	83.2	84
Поток явного тепла	12.6	13
Поток скрытого тепла	3.2	3
Поток тепла вглубь ледника	-3.9	-
Длинноволновый баланс	-45.7	-

Несмотря на то, что в целом за сезон абляции наибольший вклад в приходную часть теплового баланса внёс коротковолновый баланс, на масштабах порядка суток вклад турбулентных потоков в отдельные эпизоды был сравним с коротковолновым балансом или даже превосходил его (Рисунок 3.2). Несколько подобных событий наблюдались на протяжении всего сезона, чаще в августе–сентябре на фоне снижения потока приходящей солнечной радиации. Поток явного тепла с начала сезонных наблюдений был положительным, поток скрытого тепла стал устойчиво положительным 26 июня и сохранялся таковым до начала сентября.

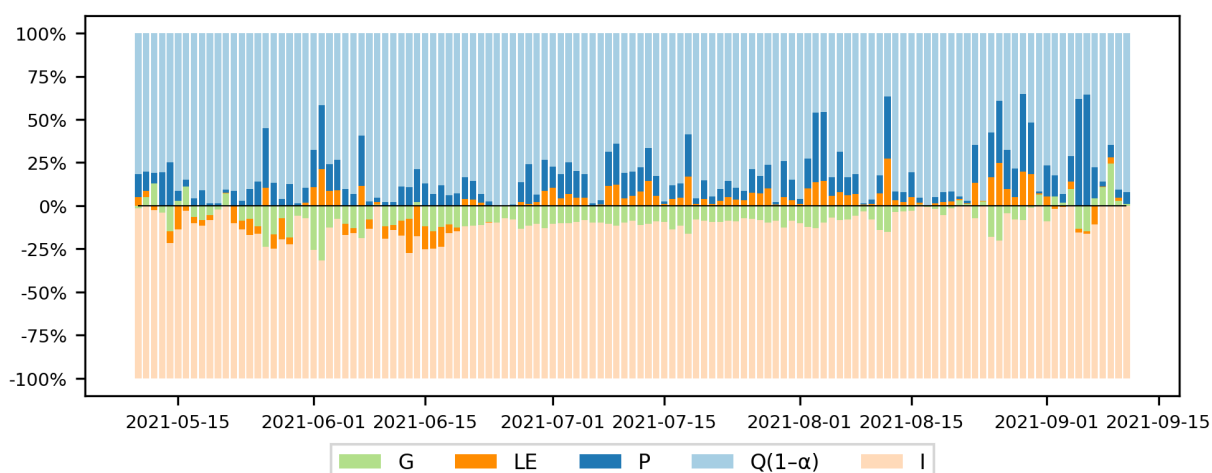


Рисунок 3.2 Посуточный относительный вклад в таяние ледника Альдегонда различных компонентов теплового баланса в течение сезона абляции 2021 г. G — поток тепла, направленный вглубь ледника, LE — поток скрытого тепла, P — поток явного тепла, $Q(1-\alpha)$ — коротковолновый баланс, I — длинноволновый баланс

3.3 Роль турбулентных потоков в тепловом балансе ледника Альдегонда

В ходе сезона таяния 2021 года для ледника Альдегонда было выявлено несколько случаев, когда величина турбулентных потоков тепла и их вклад в таяние ледника значительно возрастали. Эти явления носили эпизодический характер и имели продолжительность от одних суток до недели, давая до 60% общего суточного притока энергии в августе и сентябре, когда поток солнечной радиации снижался (Рисунок 3.3). Для выделения подобных случаев автором был использован следующий формальный критерий: "эпизодом" значительно увеличенных турбулентных потоков признавались те временные отрезки, когда сумма потоков явного и скрытого тепла превышала их среднее за сезон значение (16 Вт/м^2) плюс стандартное отклонение (20 Вт/м^2). Таким образом, в качестве порогового значения использовалась сумма потоков более 36 Вт/м^2 . За семь выделенных автором эпизодов кратковременного увеличения турбулентного теплообмена, потоки скрытого и явного тепла принесли к поверхности ледника $103,7 \text{ МДж}$ тепла, что составляет около 10% от общего притока тепла за сезон ($1086,8 \text{ МДж}$), полученного суммированием всех положительных компонентов баланса за время наблюдений.

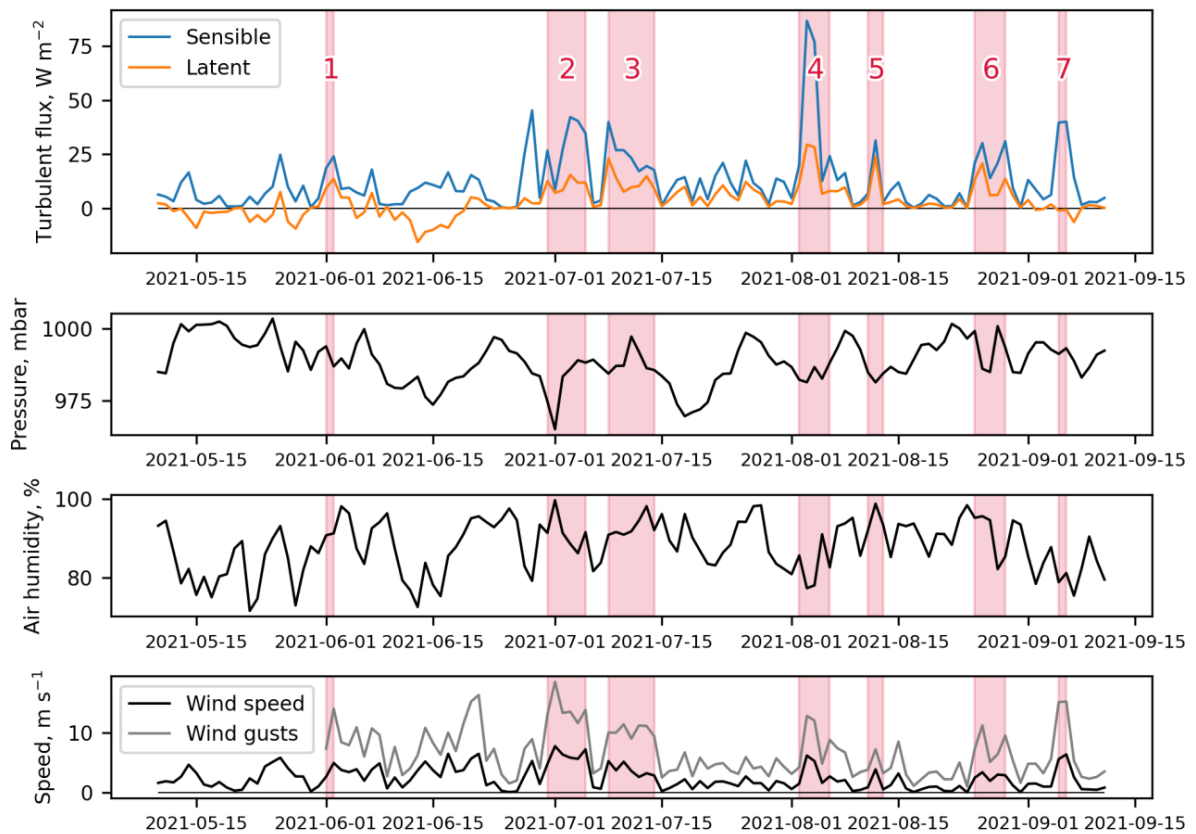


Рисунок 3.3. Случаи значительного увеличения турбулентных потоков тепла, ледник Альдегонда в сезон таяния 2021 г.

Анализ погодных условий во время эпизодов увеличения турбулентных потоков показывает, что для всех семи случаев характерен значительный рост средней скорости ветра и его порывов, до 18 м/с, в одном и том же преобладающем направлении с южной составляющей (Рисунок 3.3). Проведенное автором сравнение синоптической обстановки выявило, что в дни событий она была представлена либо прохождением циклона, либо впадиной циклона к западу от атлантического побережья Шпицбергена (табл. 3.2), что вызвало сильные южные и юго-восточные ветры в окрестностях Баренцбурга и, как следствие, увеличение турбулентных потоков над ледниками.

Одной из возможных причин увеличения скорости ветра в одном преобладающем направлении могут быть склоновые кatabатические ветра и фёны. Так, в работе *Shestakova et al. (2022)* было описано явление местных фёновых ветров, наблюдавшихся на архипелаге Шпицберген в мае 2017 г. во время преобладания восточного переноса. Это привело к увеличению температуры и, соответственно, потока явного тепла, что влияет на таяние. Существует несколько факторов, не позволяющих идентифицировать события 2021 г. как фёны:

1) направление ветра соответствовало общей атмосферной циркуляции, топографическая модуляция не выявлена; 2) не происходило характерного для фёнов падения влажности воздуха, которое наблюдается из-за адиабатического расширения воздуха; более того, наблюдалось увеличение скрытого потока тепла, то есть влагообмен атмосферы с поверхностью ледника усиливался; 3) явления не характеризовались существенным потеплением воздуха; основным фактором, усилившим турбулентные потоки, была именно скорость ветра. Перечисленные факторы позволяют автору заключить, что основной причиной значительного увеличения турбулентных потоков над ледником Альдегонда в 2021 г. была циклоническая активность, а не фёновые ветра.

Таблица 3.2 Синоптические ситуации во время значительного возрастания потоков явного и скрытого тепла, ледник Альдегонда, 2021 г.

Номер события	Дата	Продолжительность, сут	Описание синоптической ситуации
1	01.06 – 02.06	2	Ложбина циклона, переменное направление ветра, увеличение скорости ветра в течение дня (максимальный порыв 14 м/с)
2	30.06 – 05.07	6	Глубокий циклон, преобладающее южное и юго-восточное направление ветра, усиление порывистого ветра (максимальный порыв 18 м/с)
3	08.07 – 14.07	7	Ложбина циклона, юго-восточное направление ветра, усиление порывистого ветра (максимальный порыв 11 м/с)
4	02.08 – 06.08	5	Глубокий циклон, преобладающее южное и юго-восточное направление ветра, усиление порывистого ветра (максимальный порыв 12 м/с)
5	12.08	1	Центр циклона, юго-восточное направление ветра, усиление порывистого ветра (максимальный порыв 7 м/с)

6	25.08 – 29.08	5	Барическая седловина, юго-восточное направление ветра, увеличение скорости порыва ветра (максимальный порыв 11 м/с)
7	05.09 – 06.09	2	Ложбина циклона, южное и юго-восточное направление ветра (максимальный порыв 15 м/с)

Факт того, что эпизоды существенного увеличения турбулентных потоков удалось связать с конкретным погодным явлением, даёт возможность рассмотреть сценарии возможного изменения роли турбулентного теплообмена в будущем. Прогноз циклонической активности в районе архипелага Шпицберген был подробно рассмотрен в работе *Akperov et al. (2019)*. Анализ, основанный на региональной климатической модели Arctic CORDEX (сценарий RCP 8.5), показал усиление циклонов в зимний период, но дал неоднозначный результат для летнего сезона, поскольку разные модели из используемого ансамбля дали разнонаправленные тренды. Таким образом, модельные оценки будущей циклонической активности вокруг Шпицбергена остаются дискуссионными. Однако, исследования современной динамики показывают, что в летний период в шторм-треке происходит переход от зонального переноса к меридиональному, то есть циклонами, сформированными над атлантическим сектором Арктики теперь переносится большее количества тепла глубоко на север (*Svyashchennikov et al., 2020; Lupikasza et al., 2021*). Зимой количество циклонов в высоких широтах в северо-атлантическом секторе увеличилось, по данным реанализа, за период с 1979 по 2016 г. (*Wickström et al., 2020*). Также возросла повторяемость экстремальных циклонов, проходящих в субарктической части Северной Атлантики (*Koyama et al., 2017; Wickström et al., 2019*). *Rinke et al. (2017)* показали, что эта тенденция связана с увеличением частоты циклонов в ноябре–декабре и объяснили это наблюдаемым снижением площади морского льда в районе Шпицбергена в эти месяцы.

Таким образом, можно резюмировать, что увеличение частоты и глубины циклонов, проходящих к западу от архипелага Шпицберген, способно продлить сезон таяния ледников в осенний период, а также уменьшить накопление твердых осадков. В контексте гляциологических исследований мезомасштабная циклоническая активность является фактором регионального масштаба, затрагивающим не только ледник Альдегонда, но как минимум все ледники юго-западной части архипелага, либо всего атлантического побережья острова Западный Шпицберген.

3.4 Верификация результатов моделирования

Качество работы модели оценивалась по четырем параметрам: 1) по изменению доли площади снежного покрова (SCAF) во времени, 2) по потокам явного и скрытого тепла, 3) по суммарной за сезон толщине стаявшего слоя льда на леднике в четырнадцать точках, соответствующих местам установки абляционных реек, 4) по суточным скоростям абляции льда за все измеренные на каждой абляционной рейке временные интервалы. Калибровка модели выполнялась перебором параметров модели, перечисленных в таблице 3.3, в их разумных диапазонах.

Таблица 3.3 Параметры, используемые для калибровки модели

Параметр	Интервал	Оптимальное значение
Коэффициент излучения льда/снега	0,98–1,00	0,98
Параметр шероховатости льда	0,2–2,0 мм	1,0 мм
Параметр шероховатости снега	0,2–2,0 мм	0,5 мм
Показатель степени в уравнении уменьшения альбедо снега	0,05–0,15	0,12
Максимальное альбедо льда	0,45–0,55	0,45

Первая из контрольных величин, доля снежного покрова от поверхности ледника (SCAF), необходима для того, чтобы провести оценку правдоподобности процесса снеготаяния в модели. Поскольку временной динамики уменьшения высоты снежного покрова в распоряжении автора нет, потому что снегомерная съёмка на леднике Альдегонда производится только один раз в период максимального снегонакопления (обычно в конце апреля), то контроль воспроизведения моделью отступления снеговой линии является единственным средством оценки правильности снеготаяния. Фактические положения снеговой линии на выбранные моменты времени были оконтурены автором ретроспективно по спутниковым снимкам Landsat-8 и Sentinel-2 (табл. 2.2). Результаты дешифрирования снимков и соответствующие значения величины SCAF на шесть последовательных дат, используемые для калибровки и валидации модели, показаны на рисунке 3.4.

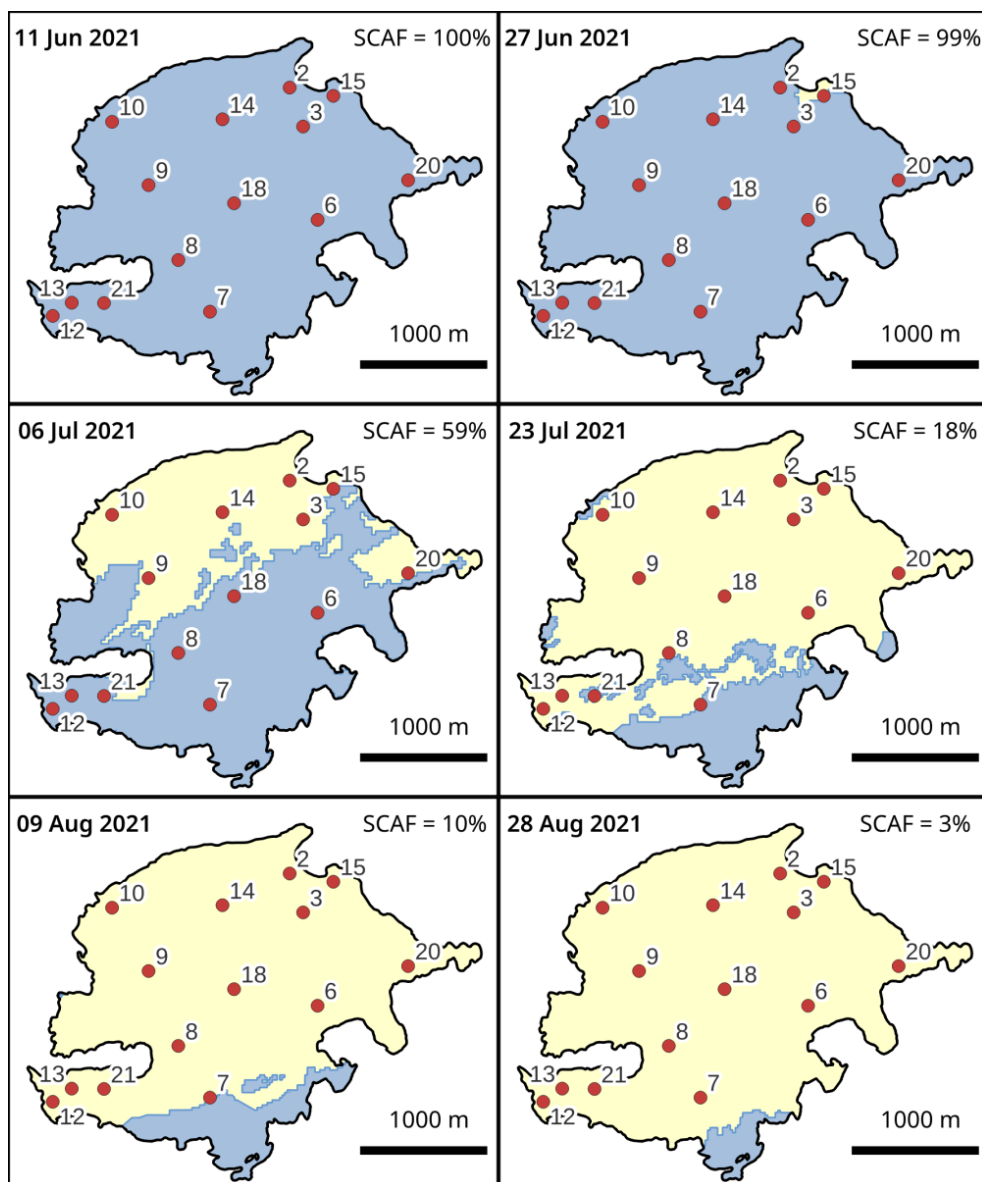


Рисунок 3.4 Временные изменения доли снежного покрова, используемые для калибровки/валидации модели.

Вторая из контрольных величин — поток явного и скрытого тепла. В 2022 году результаты моделирования потоков явного и скрытого тепла градиентным методом, изложенным выше, были верифицированы с использованием пульсационного анемометра в период проведения сезонных наблюдений. Результаты наблюдений, проведенных сотрудниками ИФА РАН, полученные непосредственно с ледника Альдегонда сравнивались с моделируемыми потоками явного и скрытого тепла, рассчитанными для точки установки анемометра. Анализ различий показал отсутствие сдвига в данных, то есть данные наблюдений на АМС, по которым рассчитывались потоки явного и скрытого тепла и данные пульсационного анемометра синхронизированы. Разброс значений

(Рисунок 2.10) сравниваемых потоков достаточно небольшой: градиентный метод несколько завышает значения по сравнению с данными анемометра. Дальнейший анализ, выявил связь между величиной разброса и скоростью ветра, используемой в модельных расчетах. При увеличении скорости ветра потоки и по градиентному методу, и по пульсационному анемометру возрастают и показывают хорошую согласованность значений, однако при небольших скоростях ветра градиентный метод всегда дает небольшие значения потоков, а пульсационный анемометр фиксирует несколько больший диапазон значений изменчивости величины турбулентных потоков.

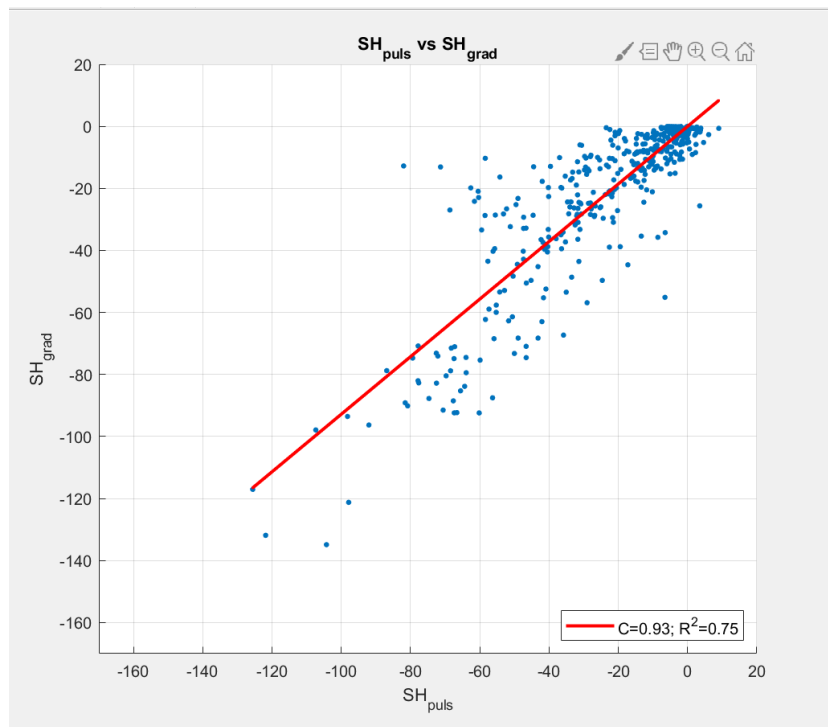


Рисунок 2.10 Пример рассчитанных потоков явного и скрытого тепла для ледника Альдегонда по данным 2021 года.

В качестве третьей контрольной величины, суммарной за сезон толщины стаявшего слоя льда в четырнадцать точках, соответствующих местам установки абляционных реек, использовалась разница между показаниями реек в начале и в конце сезона наблюдений. Первое измерение абляционных реек, охватывающее временной период с середины сентября прошлого, 2020 г., и по начало июля, из расчетов было исключено, поскольку осенью во время оттепелей могло происходить таяние, не учитываемое моделью. Целью калибровки модели для этого параметра была минимизация среднеквадратической ошибки и максимизация коэффициента корреляции Пирсона.

Для проверки того, допускает ли модель систематические ошибки в разные периоды сезона абляции, при калибровке и валидации был использован также четвертая контрольная величина: суточная скорость абляции льда по четырнадцать рейкам, полученная путём деления толщины стаявшего слоя на количество суток между измерениями. Целью калибровки модели была максимизация коэффициента корреляции Пирсона для этой величины.

Ниже приведена оценка эффективности модели, запущенной с оптимальными значениями параметров, полученных калибровкой (Рисунок 3.5): суммарная за сезон толщина стаявшего слоя льда, полученная по модели, согласуется с измеренной фактически с $r = 0,94$ и имеет среднеквадратическое отклонение в 109 мм в.э. Такой результат представляется высоким в свете ограничений модели и погрешностей самих используемых для проверки измерений.

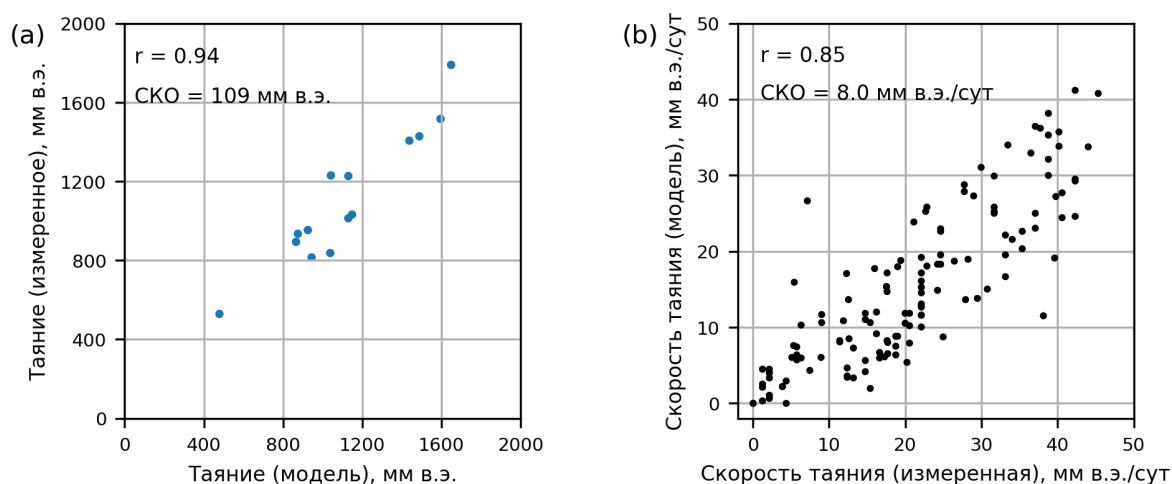


Рисунок 3.5 Сравнение результатов, полученных на основе моделирования и по натурным измерениям: суммарная за сезон толщина стаявшего слоя льда (а) и среднесуточные скорости абляции льда (б)

В действительности, данные измерений, используемые для верификации результатов моделирования, также имеют некоторую погрешность, поскольку подвержены разного рода ошибкам. Прежде всего, перевод измеренных по абляционным рейкам толщин слоя таяния из сантиметров льда в водный эквивалент (мм. в. э.) основан на некотором предположении о плотности льда. В данном исследовании использовалось значение 880 кг м^{-3} , взятое автором из публикаций, посвященных долгосрочному мониторингу ледника Восточный Грэнфьорд к югу от рассматриваемого района (Чернов и др., 2019). Это значение не является непосредственно измеренным. Huss (2013) было

показано, что погрешность подобного "умозрительного" значения плотности льда может иметь довольно широкую погрешность, около $\pm 60 \text{ кг м}^{-3}$. Впрочем, такая погрешность характерна для ледников с обширной фирновой зоной; ледник Альдегонда в настоящее время не обладает фирновой зоной в результате постоянного отрицательного баланса массы в течение последних десятилетий. Поэтому авторы считают оправданным сузить погрешность оцениваемой величины плотности льда до $\pm 30 \text{ кг в.э.}$ Это вносит в каждое фактическое измерение по абляционным рейкам относительную ошибку около 3,5%. Одновременно с тем, в обсуждаемой теплобалансовой модели плотность льда для пересчета не используется, так как таяние льда сразу рассчитывается *в единицах массы* — в килограммах, что напрямую переводится в м в.э. (1 кг талой воды на 1 кв. м равен 1 мм в.э.).

Другим источником погрешности для фактических величин толщины стаявшего слоя является сам процесс измерения по абляционным рейкам. Ошибка измерений возникает в результате наклона рейки относительно вертикали или опускания/всплывания рейки при протаивании или заполнении водой лунки, в которой установлена рейка. *Чернов и др. (2019)* оценили эту "техническую" ошибку не более чем в 2 см (или $\pm 17 \text{ мм в.э.}$). Если учесть это значение вместе с ранее обсуждавшейся погрешностью плотности льда, то совокупная погрешность измерений будет примерно равной 40 мм в.э. для каждых 1000 мм в.э. абляции льда.

Кроме того, каждое измерение по абляционной рейке имеет ограниченную репрезентативность: абляция льда безусловно имеет некоторую мелкомасштабную пространственную изменчивость на поверхности ледника, обусловленная, например, неоднородностями альбедо на масштабах первых метров. При этом рассматриваемая модель настолько подробно пространственную изменчивость учесть не может, поскольку имеет другой масштаб пространственного осреднения. Так, важнейшие из входных данных, спутниковые снимки, полученные спутником Sentinel-2, имеют разрешение 20 м. Это затрудняет сравнение фактических измерений, полученных в конкретной точке ледника, и модельных значений, осредненных в пределах соответствующего пикселя модели.

В свете перечисленных выше источников погрешностей, характерных для натурных измерений, используемых для верификации, авторы считают, что погрешность результатов моделирования, показанная на рисунке 3.5, невелика и является приемлемой.

Выводы к главе 3

В главе 3 автором были рассмотрены вопросы внутрисезонной изменчивости теплового баланса низко расположенных ледников Шпицбергена, на примере ледника Альдегонда в 2021 году. На основе комбинации данных фактических измерений, данных дистанционного зондирования и математического моделирования, было установлено следующее:

- Преобладающий вклад в абляцию льда на поверхности ледника Альдегонда вносит коротковолновый баланс. В сезон таяния 2021 г. он составил, в среднем, $83,2 \text{ Вт/м}^2$ или 84% от суммы всех положительных компонентов теплового баланса. Поток явного тепла составил $12,6 \text{ Вт/м}^2$ или 13%, а поток скрытого тепла — $3,2 \text{ Вт/м}^2$ или 3%. Одним из следствий является то, что баланс массы ледника Альдегонда чувствителен к зимнему снегонакоплению, которое определяет альбедо поверхности во время летнего пика инсоляции;

- Рассчитанное соотношение компонентов теплового баланса верно для всего сезона таяния, но на масштабах времени порядка часов или суток оно меняется: выявлены кратковременные эпизоды, когда суммарная величина турбулентных потоков резко возрастает, и их вклад в таяние перевешивает коротковолновый баланс. В августе и сентябре, когда поток приходящей солнечной радиации мал из-за низкого угла солнца, турбулентный теплоперенос обеспечивал до 60% суточного притока тепла;

- Все выявленные события значительного увеличения турбулентных потоков характеризовались циклонической активностью к западу от Шпицбергена, что привело к сильным южным ветрам над исследуемой территорией. Недавние исследования показывают, что циклоническая активность вблизи Шпицбергена имеет тенденцию к увеличению, особенно в осенние месяцы. Потенциально это может привести к более продолжительному сезону таяния ледников западного, атлантического побережья острова или, по меньшей мере, ледников юго-западной части острова Западный Шпицберген;

- Результаты моделирования составляющих теплового баланса ледника Альдегонда верифицированы на основе натурных измерений толщины стаявшего слоя льда и близки к оценкам, полученным ранее другими исследователями для низко расположенных ледников в северо-западной части острова Западный Шпицберген. Это свидетельствует в пользу репрезентативности ледника Альдегонда для всего атлантического побережья архипелага.

ГЛАВА 4 ВКЛАД КОМПОНЕНТОВ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА В МЕЖСЕЗОННУЮ ИЗМЕНЧИВОСТЬ АБЛЯЦИИ ЛЕДНИКА АЛЬДЕГОНДА

4.1 Связь абляции льда с метеорологическими факторами

Регулярные ежегодные масс-балансовые наблюдения на Шпицбергене были начаты в 1967–1968 гг. на ледниках в окрестностях норвежского посёлка Нью-Олесунн на северо-западе. С начала 70-х гг. измерения стали выполняться и советскими исследователями вблизи посёлка Баренцбург в центральной части острова, где в настоящее время ледники отступают наиболее интенсивно (*Чернов, Муравьев, 2018; Hanssen-Bauer et al., 2019*). Накопленный во второй половине двадцатого века массив натурных данных послужил основой для первых обобщений и статистического анализа межгодовой изменчивости баланса массы ледников архипелага на предмет связи этой характеристики с метеорологическими факторами (*Гляциология Шпицбергена, 1985; Hagen, Liestol, 1990*). Многофакторный корреляционный анализ выявил наиболее тесную связь с температурой воздуха (*Lefauconnier, Hagen, 1990*), подтвердив закономерности, известные ранее для других ледников мира (*Кренке, Ходаков, 1966*).

На сегодняшний день объем данных гляциологического мониторинга на Шпицбергене довольно велик и насчитывает четырнадцать масс-балансовых рядов продолжительностью более пяти лет (*Schuler et al., 2020; Terekhov et al., 2022*). Однако, эти данные относятся к временным интервалам порядка балансового года, и потому не пригодны для выявления внутригодовой изменчивости. В архиве гляциологического мониторинга на леднике Альдегонда есть результаты измерений абляции льда, имеющие более высокую частоту (до трёх суток) и позволяющие проследить динамику этого процесса. Оценка зависимости внутрисезонной изменчивости летней абляции от метеорологических факторов и оценка стабильности этих зависимостей во времени, и является основной целью главы 4. Подобный подход позволяет оценить соотношение компонентов теплового баланса ледника косвенно, на основе данных об абляции, не прибегая к моделированию.

В таблице 4.1 перечислены коэффициенты линейной корреляции между скоростями таяния льда на измерительных площадках LS и CS и двумя метеорологическими факторами — приземной температурой воздуха и нисходящим потоком коротковолновой радиации. Видно, что для температуры воздуха коэффициенты, меняющиеся от 0,80 до 0,98, стабильно высоки за все рассмотренные сезоны. Это подтверждает выводы *Ohmura (2001)* о том, что температура воздуха и рассчитанные на её основе суммы градусо-дней тепла являются хорошими предикторами для количественной оценки таяния ледников. С

точки зрения теплового баланса ледника, температура воздуха опосредует практически все его основные составляющие: нисходящий поток длинноволновой радиации, турбулентные потоки явного и скрытого тепла. Физическим обоснованием этому служит тот факт, что упомянутые компоненты в значительной степени зависят от температуры воздуха. Поэтому снижение корреляции с потоком приходящей коротковолновой радиации с одновременным сохранением связи с температурой воздуха может указывать на значительное возрастание роли турбулентных потоков и длинноволнового излучения в структуре теплового баланса ледника в отдельные годы.

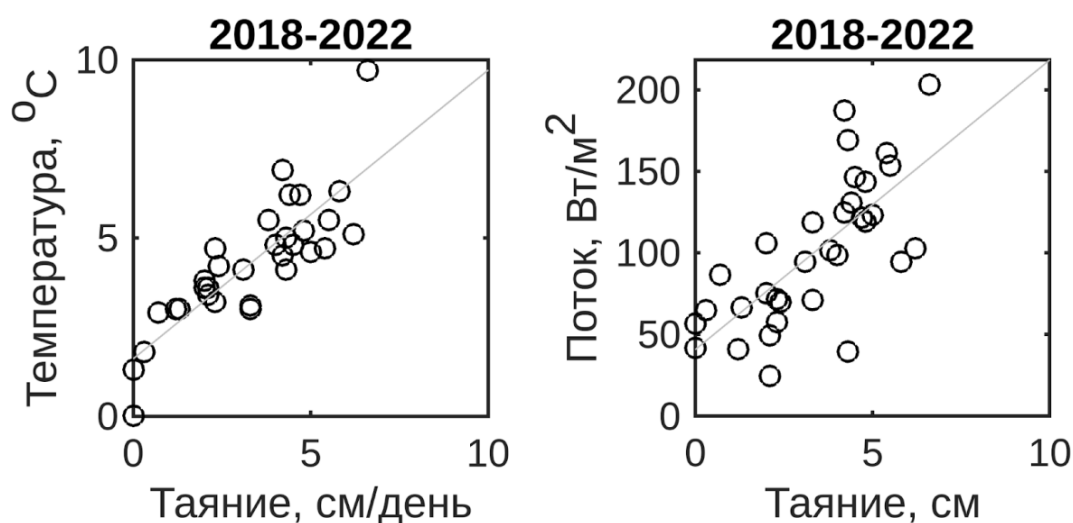
Таблица 4.1 Коэффициенты линейной корреляции между скоростями абляции льда на поверхности ледника Альдегонда, приземной температурой воздуха (T_{air}) и потоком нисходящей солнечной радиации (SWD)

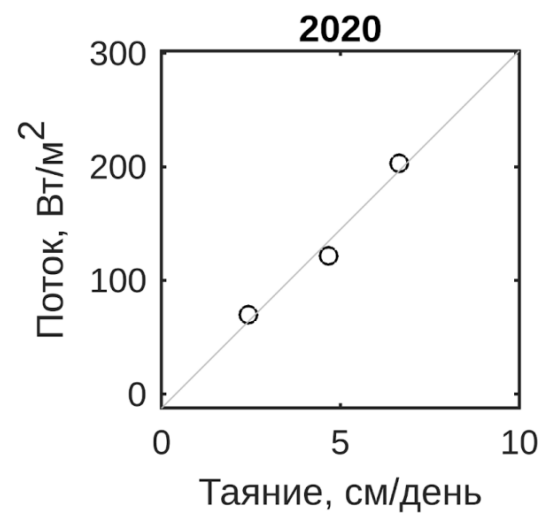
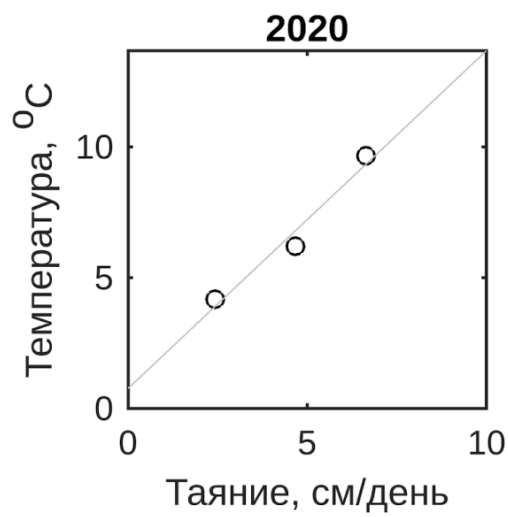
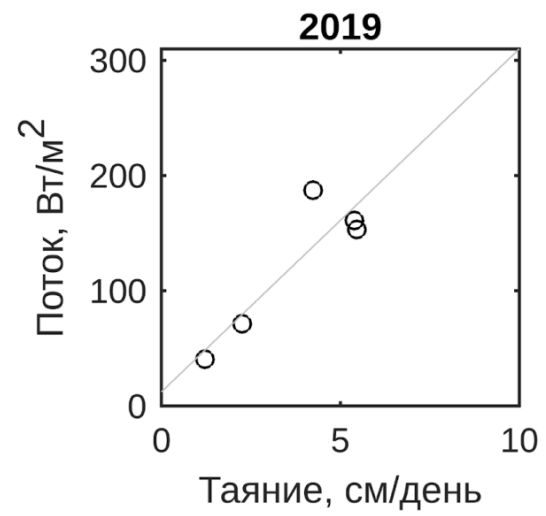
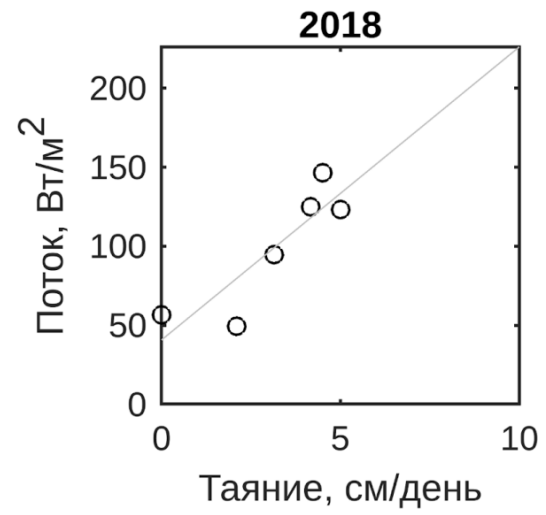
Площадка	CS		LS	
	T_{air}	SWD	T_{air}	SWD
2018	–	–	0.86	0.87
2019	0.83	0.71	0.97	0.90
2020	0.88	0.89	0.98	0.99
2021	0.80	0.77	0.86	0.79
2022	0.81	0.21	0.90	0.34

Значения коэффициентов корреляции и вариации (Рисунок 4.1) между абляцией льда и коротковолновой радиацией для сезонов 2018–2021 гг. также высоки (табл. 4.1), что означает высокую долю изменчивости потока солнечной радиации в изменчивости исследуемой величины. Само по себе это не обязательно означает, что коротковолновая радиация является преобладающим компонентом теплового баланса ледника Альдегонда. Однако этот факт был ранее продемонстрирован в работах *Arnold et al. (2006)* и *Zou et al. (2021)* для других низко-расположенных ледников на западном, атлантическом побережье Шпицбергена, а также в работе *Прохоровой и др. (2021)* для самого ледника Альдегонда. В этом случае влияние изменчивости коротковолновой радиации на внутрисезонную

изменчивость абляции льда может быть высоким за счёт большей амплитуды значений радиации по сравнению с остальными составляющими теплового баланса.

Преобладающая доля приходящей коротковолновой радиации имела бы важное следствие, поскольку в этом случае ледник наиболее чувствителен к изменениям альбедо его поверхности. Основным фактором, изменяющим альбедо ледников в широких пределах, являются твердые осадки. Так, для соседнего ледника Западный Грэнфьорд показано, что значения его годового баланса имеют довольно высокие корреляции с зимним балансом (*Terekhov et al., 2022*). Чем дольше ледник остаётся укрыт снежным покровом в начале лета, на которое приходится пик приходящей коротковолновой радиации в окрестностях Баренцбурга, тем выше будет его среднее альбедо, и, следовательно, количество поглощенной солнечной радиации будет значительно ниже. Климатические изменения последних десятилетий привели к тому, что многие ледники Шпицбергена оказались ниже снеговой линии, что означает значительное снижение альбедо их поверхности на протяжении летнего сезона (*Noël et al., 2020*).





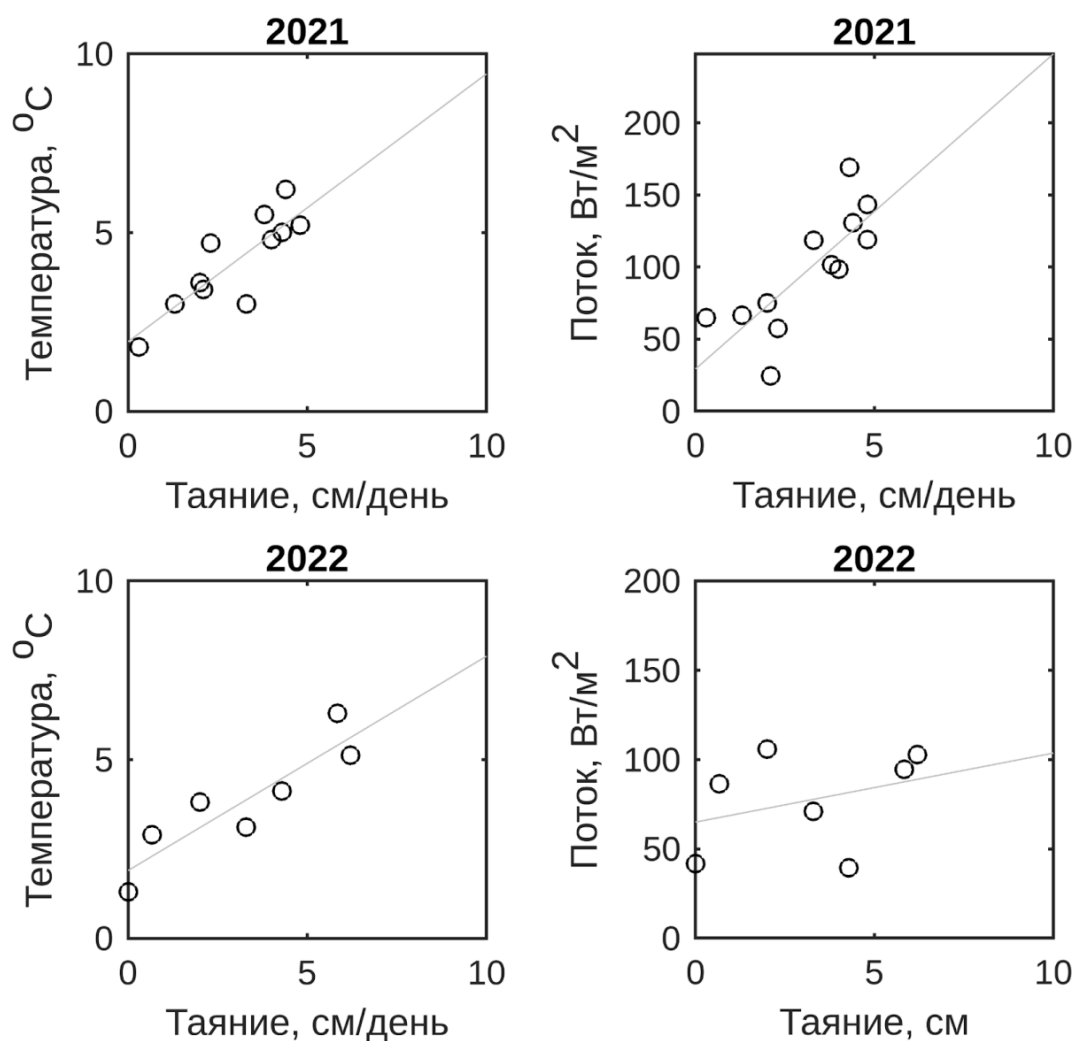


Рисунок 4.1 Зависимость скорости таяния льда на поверхности ледника Альдегонда в 2018–2022 гг. в нижней его части (LS) от приземной температуры воздуха и от приходящей коротковолновой радиации

В 2022 г. корреляционная зависимость абляции от потока солнечной радиации резко нарушается: значения коэффициентов составляют всего 0,21 и 0,34 на площадках CS и LS, соответственно. В упомянутых выше работах показано, что в масштабе нескольких часов или суток возможно кратковременное изменение соотношения компонентов теплового баланса в пользу турбулентных потоков (Прохорова и др., 2022). Это позволяет выдвинуть гипотезу, что в 2022 г. подобное увеличение вклада турбулентных потоков, которые в значительной мере зависят от температуры воздуха, происходило на протяжении большей части сезона. Таким образом, уже известные закономерности соотношения компонентов теплового баланса поверхности низко расположенных ледников достаточно репрезентативны для большинства сезонов, но в отдельные годы наблюдаются аномалии, нарушающие среднесезонное соотношение, в частности, снижающие зависимость

абляции льда от потока коротковолновой радиации на фоне роста вклада в абляцию температуры воздуха за счет турбулентных потоков.

4.2 Влияние волн тепла (heat wave) на внутрисезонную изменчивость соотношения компонентов баланса

Рассмотрим подробнее динамику абляции льда в 2022 г., значительно отличающуюся от предыдущих сезонов таяния. Результаты измерений показывают, что тесная связь с температурой воздуха сохраняется, но корреляция с потоком приходящей солнечной радиации значительно снижена.

Чтобы продемонстрировать изменения во внутрисезонной изменчивости абляции льда, приведшие к значительному ухудшению связи таяния с солнечной радиацией, рассмотрим временной ход метеорологических величин в 2022 г. на фоне их многолетних норм (Рисунок 4.2). Видно, что максимум температуры воздуха приходится в исследуемом районе на вторую половину июля, после чего идёт постепенный её спад. Для приходящей коротковолновой радиации, теоретический пик, определяемый астрономическим фактором, сдвинут во времени относительно температурного максимума, и должен приходиться на 21–22 июня. Однако, фактически, из-за особенностей облачности, на протяжении всего июня–второй половины июля в окрестностях Баренцбурга наблюдается “плато” высоких значений радиации. Из-за того, что ледник укрыт снегом до второй половины июля, несоответствие максимумов двух факторов в начале лета никак не проявляет себя в таянии льда. После того, как поверхность льда очищается от снега, значения обоих метеопараметров снижаются, обеспечивая тесную корреляцию с обоими факторами на протяжении большинства рассмотренных сезонов.

Осредненный “куполообразный” ход температуры был нарушен в 2022 г. сильными положительными аномалиями в начале и в конце сезона таяния: экстремальные значения наблюдались в конце мая–первую неделю июня и в первую неделю сентября (Рисунок 4.2, а). Июньский эпизод сильного потепления не мог непосредственно влиять на таяние льда, поскольку в это время поверхность ледника была покрыта снегом. Сентябрьский эпизод находит отражение в натурных измерениях: средняя скорость таяния с 1 по 8 сентября 2022 г. составила 3,4 и 4,3 см/сут (CS и LS, соответственно), чего прежде в осенний период в исследуемом районе не наблюдалось. Поскольку поток коротковолновой радиации на Шпицбергене не может быть высоким в сентябре даже при полностью ясном небе (Рисунок 4.2, б), сентябрьские положительные аномалии температуры нарушают описанные ранее устойчивые корреляции с солнечной радиацией.

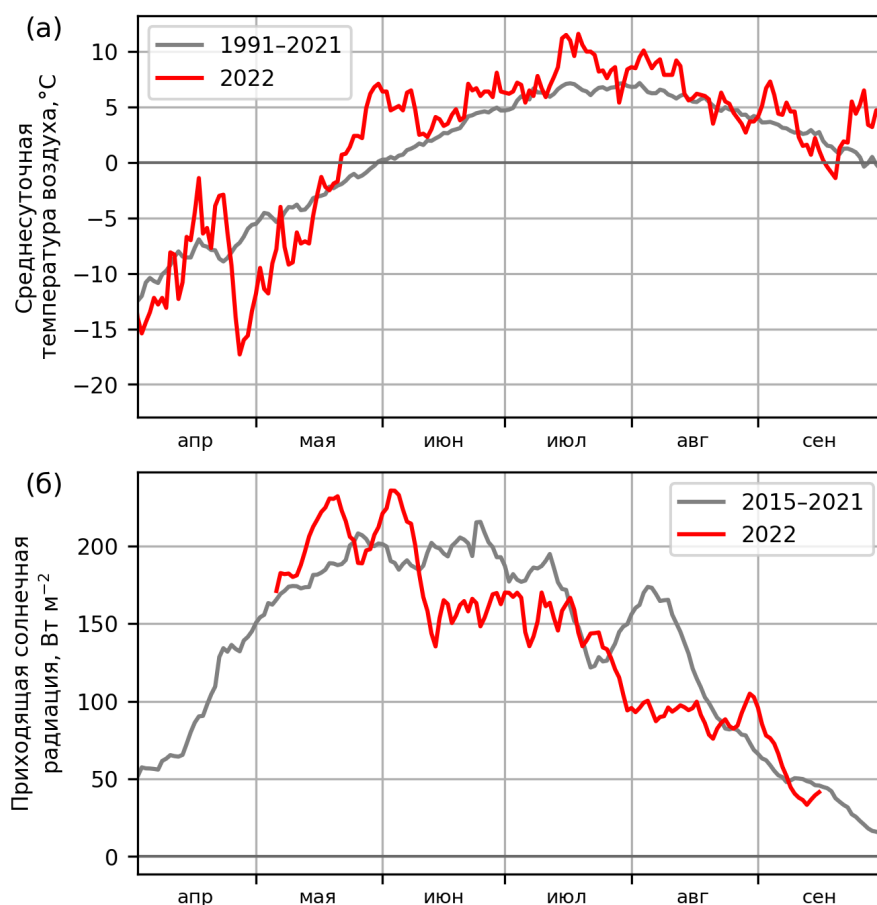


Рисунок 4.2 Временной ход метеовеличин в 2022 г. на фоне их многолетних норм

Положительные аномалии температуры воздуха на протяжении практически всего летне-осеннего сезона наблюдались не только на территории архипелага, но и во всей Европе, и были вызваны масштабной волной тепла 2022 г. Волна тепла — природное явление, характеризующееся периодом аномально жаркой погоды, которая проявляется на определённой территории вследствие атмосферных факторов (*Robinson, 2001*). Причины и механизм волн тепла связан с установлением блокирующего антициклона. Для этого явления характерна стабильная погода с высокими температурами воздуха, пониженной влажностью и высоким атмосферным давлением (*di Capua et al., 2021*). Анализ синоптической ситуации с 1 по 8 сентября 2022 г. показывает, что антициклон, ранее установившийся над Европой и принеший аномальную жару, сместился севернее и архипелаг Шпицберген находился под его влиянием, что сделало сентябрь в среднем на 2°C теплее нормы (Рисунок 4.3).

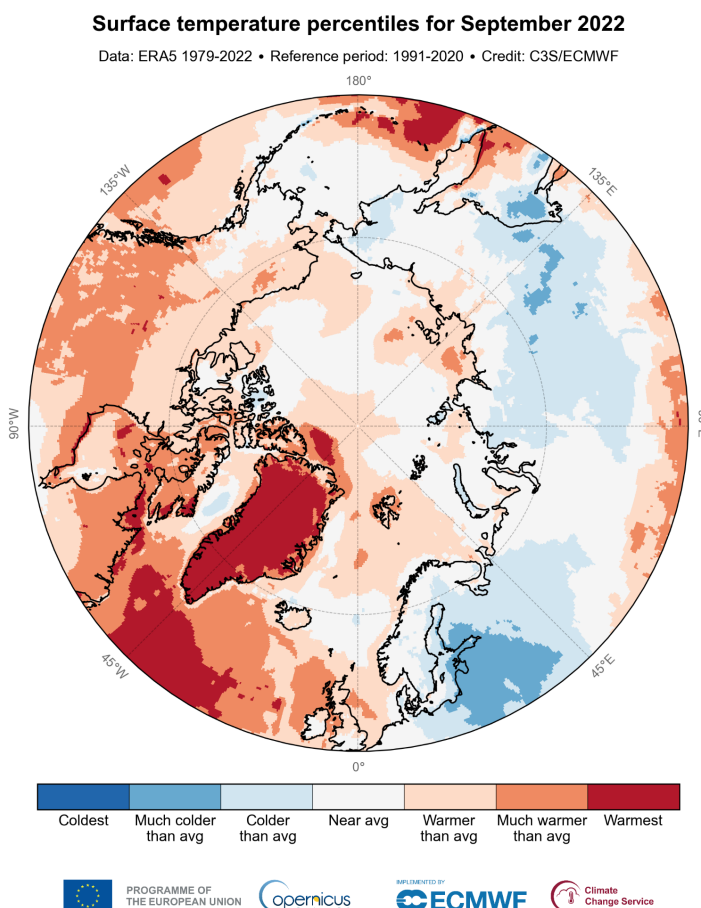


Рисунок 4.3 Аномалии температуры приповерхностного слоя воздуха в сентябре 2022 года (по данным [Copernicus, 2022](#))

Таким образом, волна тепла 2022 г. повлияла на внутригодовой ход абляции льда на леднике Альдегонда, изменив среднесезонное соотношение компонентов теплового баланса и зависимости с метеорологическими величинами, наблюдавшиеся в предыдущие сезоны. По последним оценкам, экстремальные метеорологические явления, включая также и волны тепла, будут происходить в будущем чаще, охватывая большие территории, и будут иметь большую продолжительность и величину (IPCC, 2021). В результате, таяние низкорасположенных ледников Шпицбергена может перейти в ближайшем будущем от радиационного типа к турбулентно-адвективному.

4) Практические следствия для моделирования

Для моделирования таяния ледников зачастую используются простые эмпирические модели, связывающие единственный предиктор — приземную температуру воздуха, с таянием поверхности. Подобный класс моделей, имеющих очевидное преимущество в их нетребовательности к исходным данным, называется “T-index модели” (Ohmura, 2001). Их частным случаем является известная эмпирическая модель

Кренке-Ходакова (*Кренке, Ходаков, 1966*), пример применения которой для ледника Восточный Грёнфьорд на Шпицбергене показаны в работе *Чернова и др., 2019*.

Предполагается, что T-index модели должны применяться с некоторым эмпирически найденным “региональным” коэффициентом (либо индивидуальным для каждого ледника), не зависящим от времени и равным для каждого из лет моделирования. Использование подобных моделей была предложено в те времена, когда климат считался стационарным. Это отражается, к примеру, в работе советских гляциологов той эпохи (*Grosval'd, Kotlyakov, 1969*), где авторы предпринимают попытку выявить цикличность в доступных масс-балансовых рядах и сравнить по мировым центрам оледенения сдвиг фаз этой цикличности. Однако, начиная с последнего десятилетия 20-го века усилия гляциологов посвящены поиску в накопленных рядах долгосрочных трендов и отделению климатического сигнала от прочих факторов, влияющих на баланс массы ледников, к примеру, морфометрического (*Hagen et al., 2005; Vincent et al. 2017; Charalampidis et al. 2018*). Подразумеваемая при этом нестационарность климата влечёт за собой потерю предсказательной силы эмпирических моделей в будущем (*Oerlemans, Hoogendoorn, 1989*).

Представленное исследование наглядно подтверждает, что известные эмпирические закономерности могут меняться с течением времени. Поэтому в последние десятилетия на первый план выходят более сложные математические модели, основанные на так называемом process-based подходе, то есть на описании механизмов взаимодействий в системе атмосфера–ледник (*O'Neel et al., 2019*). Физически обоснованные модели, в частности, основанные на уравнении теплового баланса, требуют значительно большего количества входных данных. Тем не менее, они в наилучшей степени описывают механизмы таяния ледника с наблюдаемым на Шпицбергене переходом от радиационного таяния к адвективно-турбулентному.

4.3 Пространственное распределение компонентов теплового баланса

Метеорологические наблюдения на леднике Альдегонда производятся, начиная с 2015 г., однако, на основе полученных ранее зависимостей можно установить некоторые особенности абляции и за более ранний отрезок времени, используя в качестве основы данные гляциологического мониторинга. Ряды измерений толщины стаявшего слоя льда на леднике Альдегонда доступны с 2008 г., с трёхлетним перерывом в 2010/11–2012/13 балансовых годах. Поскольку абляционные рейки установлены на леднике не одним профилем, а достаточно равномерно распределены по его поверхности, то данные могут быть проанализированы на предмет пространственного распределения величин абляции льда.

В начале рассмотрим вертикальные профили абляции льда, полученные на основе фактических измерений по рейкам. Зависимость величины таяния в конкретной точке ледника от высоты над уровнем моря — одна из первых эмпирически выявленных в гляциологии закономерностей (*Paterson, 2000*). Анализ вертикальных профилей для ледника Альдегонда показывает, что подобная зависимость действительно соблюдается, но год от года она выражена в различной мере. Всего за 12 лет наблюдений R^2 , показывающий долю вариации исследуемого признака, определяемую высотой над уровнем моря, изменялся от 0,37 до 0,86. Чем ниже этот показатель, тем большая доля вариации должна определяться компонентами теплового баланса, не зависящими от высоты; таковым показателем является коротковолновый баланс. Примерами сезонов с низким значением R^2 и, следовательно, с повышенной ролью коротковолнового баланса в таянии, являются 2015, 2019 и 2021 гг. — в эти сезоны потеря ледником массы была умеренной.

Кроме того, из измеренных данных следует, что в годы наибольшей потери ледником массы высотный градиент таяния был больше (Рисунок 4.4). Это может быть обусловлено компонентами баланса, в наибольшей степени чувствительными к изменению высоты, такими как потоки явного и скрытого тепла или нисходящее длинноволновое излучение — для их расчета используются приземная температура воздуха, влажность и давление, то есть параметры, имеющие высотные градиенты.

В 2016, 2018–2020 и 2022 гг. суммарная абляция за сезон достигала максимальных значений, при этом коэффициент R^2 был высок, что указывает на значительную роль компонентов баланса, зависящих от высоты, в изменчивости величины абляции. Это также частично подтверждает тезис из работы *Aas et al. (2016)* о том, что в годы с наибольшей абляцией на ледниках архипелага Шпицберген вклад турбулентных потоков возрастает.

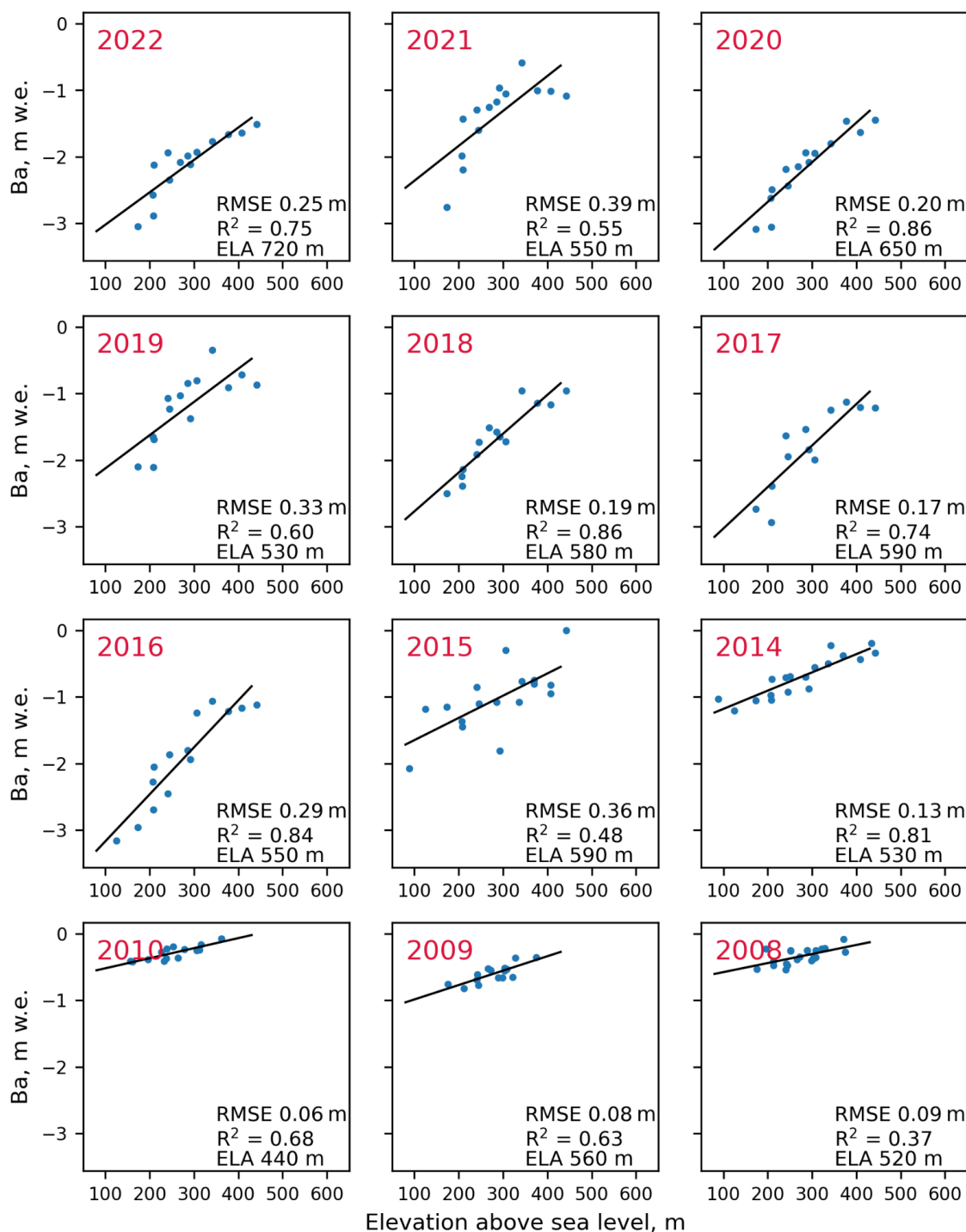


Рисунок 4.4 Зависимость абляции льда на леднике Альдегонда от высоты над уровнем моря, по данным фактических измерений

Гораздо подробнее рассмотреть распределение величины абляции по леднику Альдегонда в зависимости от высоты возможно на основе данных о снижении его поверхности. Данные за два пятилетних интервала (2008–2013 и 2013–2018 гг.) получены вычитанием разновременных ЦМР после предварительного устранения систематического

вертикального сдвига между ними, и взяты автором из работы *Terekhov et al. (2023)*. Результат вычитания ЦМР, показанный на рисунке 4.5, гораздо более детальный того, что можно было бы получить на основе одних только абляционных реек, несмотря на их значительное число (для сравнения, на более крупном леднике Западный Грэнфьорд установлены всего шесть абляционных реек, одним продольным профилем).

Необходимо отметить, что в общем случае снижение поверхности ледника может не совпадать с поверхностной абляцией в той же точке. К изменению высоты поверхности ледников могут приводить и другие факторы, наиболее важным из которых является движение ледника. Однако, в упомянутом исследовании (*Terekhov et al., 2023*) показано, что скорости движения ледника Альдегонда, полученные путём спутниковых измерений, не превышают 2 м в год, при этом большая доля поверхности движется с еще меньшими скоростями, ниже погрешности измерений, принятой в 15 см за год. Следовательно, в данном случае фактором движения ледника можно пренебречь, рассматривая снижение поверхности как обусловленное только одним лишь поверхностным таянием.

Рассмотрим распределение величины снижения поверхности по пятилетним интервалам: за период 2008–2013 гг. и 2013–2018 гг.. На рисунке 4.5 видно, что изменения высоты ледника в целом зависят от рельефа, демонстрируя наибольшие значения (т.е. наибольшее суммарное таяние льда) вблизи края языка и наименьшие — в верховьях. Тем не менее, заметно, что снижение поверхности ледника происходит вдоль левого и правого борта (северного и южного, соответственно) по-разному при равных высотах (Рисунок 4.5). Наиболее выражено это в центральной части ледника, где изолинии таяния "заходят" далеко вверх по леднику у левого борта, а затем, пересекая изогипсу высоты в 250 м над уровнем моря, спускаются ниже этой изогипсы у правого борта. Таким образом, ледник Альдегонда делится своей продольной осью на две неравные части, для которых обнаруживаются разные высотные зависимости абляции льда (Рисунок 4.7).

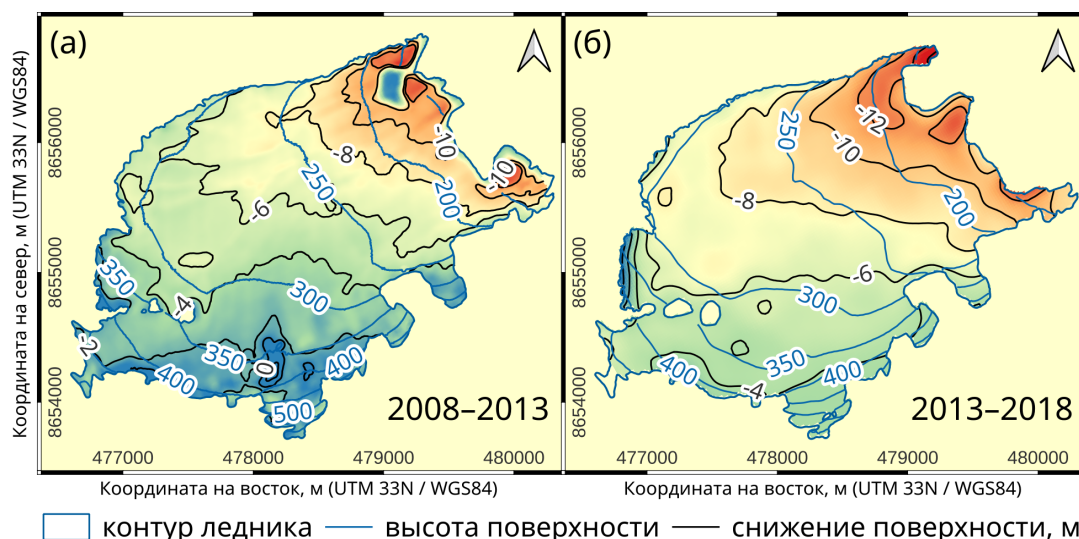


Рисунок 4.5 Снижение поверхности ледника Альдегонда: а) 2008–2013 гг., б) 2013–2018 гг. (Terekhov et al., 2023)

Объяснением наблюдаемого различия в таянии северной и южной частей ледника Альдегонда может служить форма её поверхности. Из-за её вогнутости, с тальвегом, проходящим по продольной оси ледника, северная его часть имеет экспозицию на восток-юго-восток (ВЮВ) (Рисунок 4.6). Пространственно эта часть ледника совпадает с областью более интенсивной абляции при равной высоте, описанной выше. При том, что в целом ледник Альдегонда вытянут с юго-запада на юго-восток, ВЮВ экспозицию имеет около 35% всего ледника.

То, как экспозиция поверхности в различных частях ледника Альдегонда изменяет высотное распределение таяния, является косвенным признаком существенного вклада солнечной радиации в абляцию. В главе 3 подобный вывод был сделан на основе натурных метеорологических и актинометрических измерений для одного сезона наблюдений; теперь видно, что этот вывод может быть распространен во времени как минимум на десятилетие с 2008 по 2018 гг.

Чтобы наглядно продемонстрировать, каким образом экспозиция вносит свой вклад в распределение величины абляции по леднику, автором был рассчитан усредненный за сезон нисходящий поток солнечной радиации при ясном небе. Для этого был использован алгоритм “Potential Incoming Solar Radiation”, реализованный в программе SAGA GIS (см. параграф 2.3.3). Результат расчёта потока радиации за период с 15 июля по 15 сентября, выбранный потому, что это наиболее типичные даты абляции льда на леднике Альдегонда, показан на рисунке (Рисунок 4.6б). Видно, что в силу особенностей уклона и экспозиции, максимум значений среднего потока солнечной радиации действительно приходится на

северную часть ледника, охватывая область наиболее интенсивного таяния, в то время как минимальные значения распределены вдоль южного борта, где ледник затеняется горным хребтом с высотными отметками примерно до 770 м.

Расчетные значения потенциального потока приходящей солнечной радиации для ледника Альдегонда имеют размах около 100 Вт/м^2 , от 85 до 185 Вт/м^2 (Рисунок 4.6б). Осредненный поток в пределах северной и южной частей ледника Альдегонда составляет 165 и 139 Вт/м^2 , то есть среднее различие составляет около 26 Вт/м^2 . Отметим ещё раз, 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 несколько ниже 26 Вт/м^2 . Однако, это различие заметно влияет на распределение величины абляции льда по леднику.

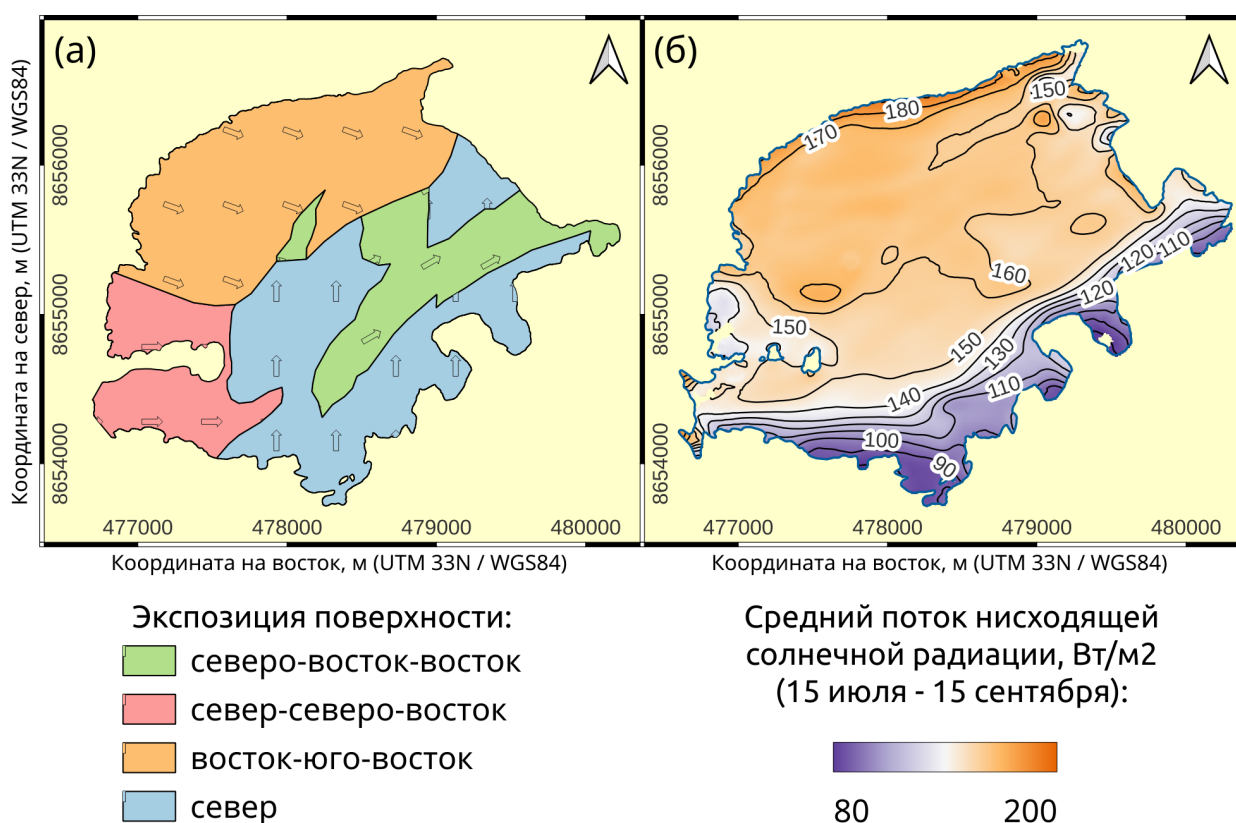


Рисунок 4.6 Экспозиция поверхности ледника Альдегонда (а) и средний поток нисходящей солнечной радиации при ясном небе за сезон абляции льда (б)

Чтобы охарактеризовать влияние морфометрического фактора — сочетания экспозиции поверхности и крутизны — на абляцию поверхности ледника Альдегонда,

рассмотрим зависимость таяния от высоты над уровнем моря и потенциальным нисходящим потоком солнечной радиации в совокупности (рисунок 4.7). Разница в пятилетней величине таяния в северной и южной частях ледника примерно равна в оба временных периода (2008–2013 гг. и 2013–2018 гг.) и составляет 2,1 м. Более того, по параллельным друг другу линиям тренда для таяния северной и южной частей на рисунке 4.7 видно, что выявленная разница не зависит от высоты, что подтверждает обусловленность фактором, не подверженным высотному градиенту. Если разделить полученное суммарное значение на пять балансовых лет, получится различие в таянии в 0,40 метра льда в год, что соответствует 0,36 м в.э. в год. Чтобы растопить такое количество льда на протяжении условного сезона таяния в 60 суток (15 июля–15 сентября), нужен дополнительный поток энергии в 23 Вт/м². Это хорошо согласуется с приведенным ранее выводом о различии рассчитанных потоков для северной и южной частей ледника.

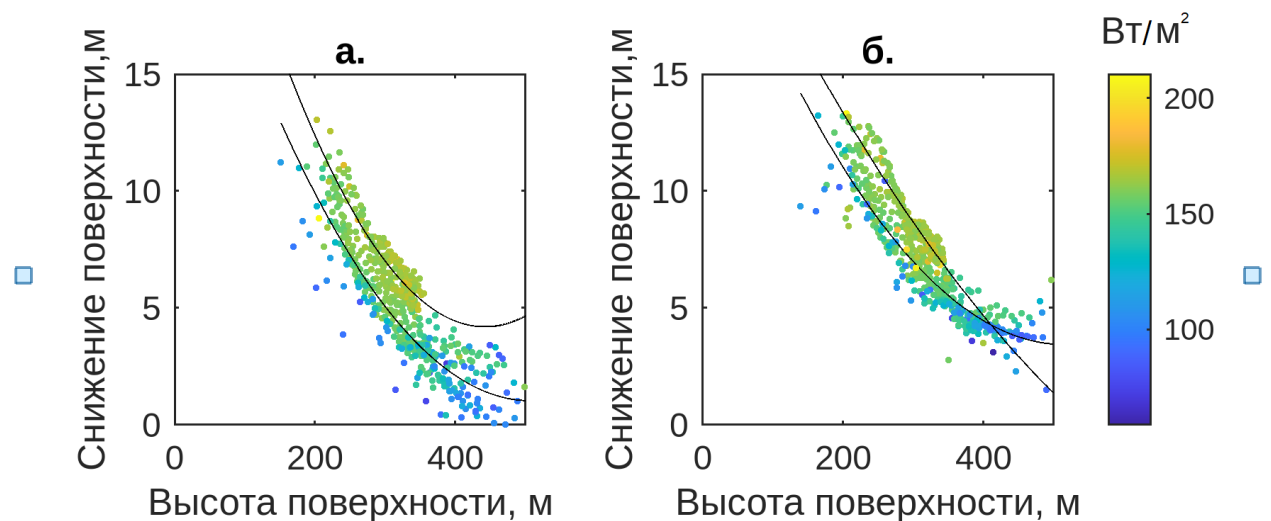


Рисунок 4.7 Диаграммы рассеяния, показывающие зависимость снижения поверхности от высоты: (а) 2008–2013 гг., (б) 2013–2018 гг. Цветом показаны значения рассчитанного потока солнечной радиации.

Оценка зависимости абляции от высоты довольно высока ($R^2 = 0,70$ и $0,74$ для периодов 2008–2013 и 2013–2018 гг., соответственно), вклад солнечной радиации также играет заметную роль в распределении величин таяния ($R^2 = 0,34$ и $0,29$).

Полученные оценки позволяют построить модель множественной регрессии, где снижение поверхности может быть рассчитано по высоте поверхности и значению потока солнечной радиации. Коэффициент детерминации такой модели равен $R^2 = 0,73$ и $0,75$. Столь небольшое различие между величинами коэффициентов R^2 в зависимости от высоты и от двух факторов вместе объясняется тем, что инсоляция в какой-то мере также зависит от высоты. Таким образом, из объясненной регрессионными зависимостями части изменчивости абляции поверхности ледника Альдегонда только $\frac{1}{3}$ обусловлена приходом коротковолновой радиации, однако большая часть (или $\frac{2}{3}$) связана с компонентами, зависящими от высоты. Этот вывод не противоречит выводам из главы 3 о значительном вкладе коротковолнового баланса в таяние ледника Альдегонда, поскольку речь идёт именно об изменчивости величины. Оставшаяся необъясненной часть дисперсии абляции — это вклад в изменчивость компонентов баланса, не зависящих от высоты, таких как, например, альbedo поверхности.

Одним из важных следствий приведенного анализа является то, что ориентация ледников архипелага Шпицберген крайне важна для их теплового баланса и абляции поверхности. Коротковолновый баланс поверхности является наибольшим из положительных компонентов теплового баланса ледника Альдегонда, при том, что ни одна из частей ледника не имеет собственно южной экспозиции, и лишь треть поверхности ориентирована на восток-юго-восток. При ориентации поверхности ледника на юг вклад солнечной радиации в абляцию может быть существенно выше оцененного нами для ледника Альдегонда.

Выводы к главе 4

В главе 4 рассмотрены вопросы межгодового постоянства теплового баланса ледника Альдегонда.

– Впервые была рассмотрена внутрисезонная изменчивость величины абляции льда на леднике Альдегонда (2018–2022 гг.) и её зависимость от двух метеорологических факторов — температуры воздуха и потока приходящей коротковолновой радиации. Это стало возможным благодаря проведению учащённых измерений толщины стаявшего слоя по абляционным рейкам, которые были выполнены с участием автора. Показано, что в сезоны 2018–2021 гг. тесная корреляция существует с обоими факторами (0,80–0,98 для температуры и 0,71–0,99 для коротковолновой радиации). Это косвенно указывает на высокую чувствительность ледников Шпицбергена, оказавшихся ниже современной снеговой линии, к изменениям количества твердых осадков, влияющих на альбедо их поверхности;

– Показано, что в аномальный 2022 г. зависимость таяния от потока солнечной радиации резко снижается (0,34 и 0,21 для измерений в нижней и в центральной части ледника). С точки зрения взаимодействия ледника с атмосферой это означает, что в отдельные сезоны коротковолновая радиация перестаёт иметь преобладающую долю в тепловом балансе поверхности, а вклад турбулентных потоков и длинноволнового баланса в таяние увеличивается. Аномалия 2022 г. вызвана масштабной волной тепла, имевшей место над всей Европой. На основе натурных измерений показано, что волна тепла нарушила нормальный внутрисезонный ход метеоэлементов, существенно продлив сезон абляции в осенний период. Прогнозируемое в будущем учащение волн тепла приведёт к изменениям в механизмах таяния ледников Шпицбергена, снизив вклад солнечной радиации увеличив вклад турбулентных потоков;

– Исследование демонстрирует, насколько различия в потоке солнечной радиации, вызванные экспозицией и уклоном поверхности, влияют на таяние. Разница в пятилетней величине таяния в северной и южной частях ледника составляет 2,1 м. Это соответствует разнице в потоке солнечной радиации 23 Вт/м². Что подтверждается расчётами потенциального потока солнечной радиации, результат получился похожим и разница в потоке между частями ледника составила 26 Вт/м². Таким образом, при ориентации поверхности ледников архипелага на юг вклад солнечной радиации в абляцию может быть существенно выше приведенной оценки для ледника Альдегонда;

– Приведены результаты регрессионных оценок вклада потока приходящей солнечной радиации и суммарно компонентов баланса, которые зависят от высоты в изменчивость абляции ледника Альдегонда. Таким образом, из объясненной регрессионными зависимостями части изменчивости абляции поверхности ледника Альдегонда только $\frac{1}{3}$ обусловлена приходом коротковолновой радиации ($R^2 = 0,3$), однако большая часть (или $\frac{2}{3}$) связана с компонентами, зависящими от высоты ($R^2 = 0,8$). При этом оставшаяся необъясненной часть дисперсии величины абляции — это вклад в изменчивость компонентов баланса, не зависящих от высоты, таких как, альbedo поверхности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современные наблюдаемые изменения климата происходят достаточно стремительно и одним из индикаторов потепления в целом в Арктике и на архипелаге Шпицберген в частности является значительное сокращение площади ледников. Одним из вызовов в климатологии является долгосрочное прогнозирование изменений в климатической системе, однако не менее важным аспектом является установление надежных обратных связей между явлениями. Существует два основных подхода к моделированию абляции: эмпирические модели, использующие температурную зависимость и математическое моделирование на основе уравнения теплового баланса. Наиболее наглядным методом исследования механизма сезонной абляции с метеорологической точки зрения является тепловой баланс поскольку позволяет оценить вклад отдельных составляющих и отследить причину изменений в соотношении компонентов по исходным данным. Теплобалансовые наблюдения на архипелаге Шпицберген проводились эпизодически начиная с середины прошлого века, однако полноценные многолетние систематические исследования теплового баланса до недавнего времени проводились только в районе станции Нью-Олесунн.

И по климатическим, и по гляциологическим особенностям архипелаг можно разделить на несколько секторов, тем самым результаты исследований проводимых на ледниках в центральной части архипелага являются репрезентативными и для всего выделенного сектора. Ледник Альдегонда, расположенный в центральной части архипелага, на полуострове Земля Норденшельда, относится к юго-западному району Шпицбергена. Ледник является репрезентативным для оценки его реакции на климатические изменения и обобщения для низко расположенных ледников Земли Норденшельда.

В проведенном исследовании обобщены результаты теплобалансовых наблюдений, проводившихся на леднике Альдегонда с 2018 по 2022 гг.; разработана математическая модель, позволившая с часовым разрешением рассмотреть процесс абляции ледника Альдегонда, получить пространственно распределенные значения компонентов теплового баланса и оценить процентное соотношения их вклада в абляцию. В модели использованы методики расчета составляющих теплового баланса, основанные на физических и эмпирических закономерностях. В работе использовались различные методы интер- и экстраполяции данных.

В заключении приведем формулировки основных результатов, полученных в рамках диссертационного исследования:

1. С помощью модели теплового баланса рассмотрен внутрисезонный ход компонентов баланса и посуточно оценен их вклад в абляцию ледника Альдегонда на основе данных 2021 г.;
2. Рассмотрены частные случаи увеличения вклада в абляцию турбулентных потоков в конце сезона абляции в 2021 г.;
3. На основе установленных в работе зависимостей рассмотрена межгодовая изменчивость таяния ледника Альдегонда за период 2018–2022 гг. и оценено влияние основных метеорологических факторов, определяющих сезонную абляцию поверхности ледника;
4. Продемонстрировано, насколько различия в потоке солнечной радиации, вызванные экспозицией и уклоном поверхности, влияют на таяние за счет разницы в потоке приходящей солнечной радиации;
5. Получены оценки вклада вклада потока приходящей солнечной радиации и суммарно компонентов баланса, которые зависят от высоты в пространственную изменчивость величины абляции ледника Альдегонда.

В дальнейшем полученные результаты моделирования для ледника Альдегонда можно использовать для прогнозирования изменения в соотношении компонентов баланса и, соответственно, таянии других низко расположенных ледников полуострова Земля Норденшельда по существующим сценариям изменения климата.

Благодарности

Автор выражает благодарности: своему научному руководителю Иванову Б. В. за общее руководство исследованием, полную творческую свободу, доверие, научную дискуссию. Научному консультанту Терехову А. В. за помощь в разработке модели, в структурировании работы и плодотворную научную дискуссию при обсуждении выбора методик и результатов исследования. Всему коллективу Российской арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш) за возможность проведения полевой

части исследования по теме диссертации, помощь сотрудников зимовочного и сезонного составов в проведении работ на ледниках Альдегонда и Западный Грёнфьорд. Сотрудникам ФГБУ «ААНИИ» Ромашовой К. В. и Демидову В. Э. за подготовку данных по снегомерным съемкам и гляциологическому мониторингу ледника Альдегонда. Начальнику Отдела географии полярных стран ФГБУ «ААНИИ» — Веркуличу С. Р. за научное сотрудничество. Начальнику Отдела взаимодействия океана и атмосферы ФГБУ «ААНИИ» — Алексееву Г. В. за обучение, наставничество и всестороннюю помощь в работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Блошкина Е. В., Фильчук К. В. Современное состояние вод фьордов Западного Шпицбергена // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2018. – Т. 64. – №. 2. – С. 125–140.
2. 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. – 2021. – Т. 61. – №. 1. – С. 26–37.
3. Волошина А.П. Метеорология горных ледников // Материалы гляциол. исслед., 2001, вып. 92, с. 3–138.
4. Волошина А.П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период: на примере Эльбруса. Москва, Наука, 1966, 150 с.
5. Исследования современного состояния и анализ предшествовавших изменений характеристик природной среды архипелага Шпицберген : отчет о НИР (заключ.) / ААНИИ; науч. рук. Веркулич С. Р. - Тема 1.5.3.7 ЦНТП Росгидромета на 2017-2019 гг. СПб, 2019, 247 с. + прил. (70 с.) :ил. Библиогр.: с. 241–246. Р-6596
6. Карандашева Т. К., Демин В. И., Иванов Б. В., Ревина А. Д. Изменения температуры воздуха в Баренцбурге (Шпицберген) в XX XXI вв. Обоснование введения новой климатической нормы // Российская Арктика. – 2021. – №. 2 (13). – С. 26–39
7. Кренке А.Н., Ходаков В.Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // Материалы гляциол. исслед., 1966, вып. 12, с. 153–164.
8. Осокин Н. И., Сосновский, А. В., Накалов, П. Р., Чернов, Р. А. Оценка абляции на ледниках архипелага Шпицберген в начале XXI века // Лёд и Снег. – 2010. – №. 3. – С. 13-18.
9. Рец Е.П., Фролова Н.Л., Поповнин В.В. Моделирование таяния поверхности горного ледника // Лед и снег, 2011, № 4, с. 24–31.
10. Священников П.Н., Рагулина Г.А. Оценка поверхностного таяния ледника Альдегонда, арх. Шпицберген // Природа шельфа и архипелагов европейской Арктики. Комплексные исследования природы Шпицбергена, 2010, с. 469–474.

11. Священников П. Н., Прохорова У. В., Иванов Б. В. Сравнение атмосферной циркуляции в районе архипелага Шпицберген во время потепления 1920–1950 гг. и в современный период //Метеорология и гидрология. – 2020. – №. 1. – С. 36–44.
12. Терехов А. В. и др. Оценка баланса массы ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) в 2015-2018 гг. на основе модели ArcticDEM, геодезических и гляциологических данных //Лёд и снег. – 2020. – Т. 60. – №. 2. – С. 192–200.
13. Терехов А. В., Демидов В.Э., Козаков 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.
14. 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.
15. Торопов П.А., Шестакова А.А, Смирнов А.М., Поповнин В.В. Оценка компонентов теплового баланса ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) в период абляции в 2007–2015 годах // Криосфера Земли, 2018, т. 22, №4, с. 42–54.
16. Троицкий Л.С., Зингер К.М., Корякин В.С., Маркин В.А., Михалев В.И. Оледенение Шпицбергена (Свальбарда) Издательство «Наука» 1975, 276 стр.
17. Чернов Р. А., Муравьев А. Я. Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) //Лёд и Снег. – 2018. – Т. 58. – №. 4. – С. 462–472.
18. Чернов Р.А., Кудиков А.В., Вшивцева Т.В., Осокин Н.И. Оценка поверхностной абляции и баланса массы ледника Восточный Грөнфьорд (Западный Шпицберген) // Лёд и Снег, 2019, т. 59, №.1, с. 59–66.
19. Aas, K. S., Dunse, T., Collier, E., Schuler, T. V., Berntsen, T. K., Kohler, J., Luks, B. 2016. The climatic mass balance of Svalbard glaciers: a 10-year simulation with a coupled atmosphere–glacier mass balance model. The Cryosphere, 10, 1089–1104.
20. Akperov, M., Rinke, A., Mokhov, I. I., Semenov, V. A., Parfenova, M. R., Matthes, H., Adakudlu, M., Boberg, F., Christensen, J. H., Dembitskaya, M. A., Dethloff, K., Fettweis, X., Gutjahr, O., Heinemann, G., Koenigk, T., Koldunov, N. V., Laprise, R., Mottram, R.,

- Nikiéma, O., Sein, D., Sobolowski, S., Winger, K., Zhang, W. 2019. Future projections of cyclone activity in the Arctic for the 21st century from regional climate models (Arctic-CORDEX), *Glob. Planet. Change*. 182.
21. 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, №. F2.
 22. Beljaars A.C.M., Holtslag A.A.M. Flux Parameterization over Land Surfaces for Atmospheric Models // *J. Appl. Meteor.*, 1991, 30, pp. 327–341.
 23. Błaszczyk M., Jania J., Hagen J. O. Tidewater glaciers of Svalbard: Recent changes and estimates of calving fluxes. – 2009.
 24. 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
 25. Böhner J., AntoniĆ O. Land-surface parameters specific to topo-climatology // *Developments in soil science*, 2009, vol. 33, pp. 195–226.
 26. Bonan D.B., Christian J.E., Christianson K. Influence of North Atlantic climate variability on glacier mass balance in Norway, Sweden and Svalbard // *Journal of Glaciology*. – 2019. – T. 65. – №. 252. – C. 580–594. doi:10.1017/jog.2019.35
 27. Copernicus Climate Bulletins // Электронный ресурс. URL: <https://climate.copernicus.eu/climate-bulletins> (дата обращения: 13.02.2023)
 28. Di Capua G., Sparrow S., Kornhuber K., Rousi E., Osprey S., Wallom D., van den Hurk B., Coumou D. Drivers behind the summer 2010 wave train leading to Russian heatwave and Pakistan flooding // *Climate and Atmospheric Science*. – 2021. – T. 4. – №. 1. – C. 55. <https://doi.org/10.1038/s41612-021-00211-9>
 29. 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. – C. 218.

30. Elagina N. et al. Mass balance of austre grønfjordbreen, svalbard, 2006–2020, estimated by glaciological, geodetic and modeling approaches // *Geosciences*. – 2021. – T. 11. – №. 2. – C. 78.
31. Førland E. J., Isaksen K., Lutz J. et al. Measured and Modeled Historical Precipitation Trends for Svalbard // *J. Hydrometeor.*, 2020, 21, pp. 1279–1296, <https://doi.org/10.1175/JHM-D-19-0252.1>.
32. Fu P. A geometric solar radiation model with applications in landscape ecology. – University of Kansas, 2000.
33. Fürst J. J. et al. The ice-free topography of Svalbard // *Geophysical Research Letters*. – 2018. – T. 45. – №. 21. – C. 11,760–11,769.
34. Gjeltén H.M., Nordli Ø., Isaksen K. Air temperature variations and gradients along the coast and fjords of western Spitsbergen // *Polar Research*, 2016, Vol. 35, №1, doi: 10.3402/polar.v35.29878.
35. Grosval'd M.G., Kotlyakov V.M. Present-day glaciers in the USSR and some data on their mass balance // *Journal of Glaciology*. – 1969. – T. 8. – №. 52. – C. 9–22.
36. Hagen J.O., Eiken T., Kohler J., Melvold K. Geometry changes on Svalbard glaciers: mass-balance or dynamic response? // *Annals of Glaciology*. – 2005. – T. 42. – C. 255–261. doi:10.3189/172756405781812763
37. Hagen J.O., Liestøl O. Long-term glacier mass-balance investigations in Svalbard, 1950–88 // *Annals of Glaciology*. – 1990. – T. 14. – C. 102–106. doi:10.3189/S0260305500008351
38. Hanssen-Bauer I. et al. Climate in Svalbard 2100 // A knowledge base for climate adaptation. – 2019. – C. 208
39. Hock R. Glacier melt: a review of processes and their modelling // *Progress in physical geography*, 2005, Vol. 29, №3, pp. 362–391.
40. Hock R. Temperature index melt modelling in mountain areas // *J. Hydrol.*, 2003, vol. 282, pp. 104–115.

41. Hock R., Holmgren B. Some aspects of energy balance and ablation of Storglaciären, northern Sweden // *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 1996, vol. 78, №2-3, pp. 121–131.
42. Hofierka J. et al. The solar radiation model for Open source GIS: implementation and applications // *Proceedings of the Open source GIS-GRASS users conference*. – 2002. – T. 2002. – C. 51–70.
43. Holmlund, E. 2021. 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. *J. Glaciol.* 261, 107–116.
44. Huss, M. 2013. Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change. *Cryosphere*. 7, 877–887.
45. Isaksen K., Nordli Ø., Førland E. J., Łupikasza E., Eastwood S., Niedźwiedz T. Recent warming on Spitsbergen—Influence of atmospheric circulation and sea ice cover // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2016. – T. 121. – №. 20. – C. 11913–11931.
46. Isaksen K., Nordli Ø., Ivanov B., Køltzow M., Aaboe S., Gjeltén H., Mezghani A., Eastwood S., Førland E., Benestad R., Hanssen-Bauer I., Brækkan R., Sviashchennikov P., Demin V., Revina A., Karandasheva T. Exceptional warming over the Barents area // *Scientific reports*. – 2022. – T. 12. – №. 1. – C. 1–18.
47. IPCC: Summary for Policymakers. In: *Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty*. – Cambridge: Cambridge University Press, 2018, 3–24 c.
48. IPCC, 2021: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. – Cambridge: Cambridge University Press, 2021.
49. Ivanov B. V., Svyashchennikov P. N. Albedo of the snow–glacier surface of Svalbard // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2015, T. 51, № 9, C. 943–948.

50. Jakobs C. L., Reijmer C. H., Kuipers Munneke P. et al. Quantifying the snowmelt-albedo feedback at Neumayer Station, East Antarctica // *Cryosphere*, 2019, Vol. 13, № 5, pp. 1473–1485.
51. Karner F., Obleitner F., Krismer T. et al. A decade of energy and mass balance investigations on the glacier Kongsvegen, Svalbard // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2013, Vol. 118, №10, pp. 3986–4000, <https://doi.org/10.1029/2012JD018342>.
52. Klok E., Oerlemans J. Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland // *Journal of Glaciology*, 2002, 48(163), pp. 505–518. doi:10.3189/172756502781831133.
53. Klug C., Bollmann E., Galos S.P. et al. Geodetic reanalysis of annual glaciological mass balances (2001–2011) of Hintereisferner, Austria // *The Cryosphere*, 2018, 12, 833–849, <https://doi.org/10.5194/tc-12-833-2018>, 2018.
54. König-Langlo G., Augstein E. Parameterization of the downward long-wave radiation at the Earth's surface in polar regions // *Meteorologische zeitschrift*, 1994, Vol. 3, No. 6., pp. 343–347.
55. Koyama, T. Stroeve, J. Cassano, J. Crawford, A. 2017. Sea ice loss and Arctic cyclone activity from 1979 to 2014. *J. Climate*. 30, 4735–4754.
56. Lang C., Fettweis X., Erpicum M. Stable climate and surface mass balance in Svalbard over 1979–2013 despite the Arctic warming // *The Cryosphere*. 2015. Vol. 9, P. 83–101. <https://doi.org/10.5194/tc-9-83-2015>.
57. 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.
58. Liang S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms // *Remote Sens. Environ.*, 2001, 76, pp. 213–238.
59. Lucht, W., Hyman, A.H., Strahler, A.H., Barnsley, M.J., Hobson, P., Muller, J. 2000. A Comparison of Satellite-Derived Spectral Albedos to Ground-Based Broadband Albedo Measurements Modeled to Satellite Spatial Scale for a Semidesert Landscape. *Remote Sens. Environ.* 74, 85–98.

60. Łupikasza, E. B. Ignatiuk, D. Grabiec, M. Cielecka-Nowak, K. Laska, M. Jania, J. Luks, B. Uszczyk, A. Budzik, T. 2019. The Role of Winter Rain in the Glacial System on Svalbard. *Water*. 11, 334.
61. Łupikasza, E. B., Niedźwiedź, T., Przybylak, R. Nordli, Ø. 2021. Importance of regional indices of atmospheric circulation for periods of warming and cooling in Svalbard during 1920–2018. *Int. J. Climatol.* 41, 3481–3502.
62. Małecki J. Glacio– meteorology of Ebbabreen, Dickson Land, central Svalbard, during 2008–2010 melt seasons. – 2015.
63. Martín-Español A. et al. 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.
64. Maturilli M., Herber A., König-Langlo G. Surface radiation climatology for Ny-Ålesund, Svalbard (78.9 N), basic observations for trend detection // *Theoretical and Applied Climatology*. – 2015. – T. 120. – C. 331–339.
65. Möller, M., Finkelnburg, R., Braun, M., Hock, R., Jonsell, U., Pohjola, V. A., Scherer, D., Schneider, C. 2011. Climatic mass balance of the ice cap Vestfonna, Svalbard: A spatially distributed assessment using ERA-Interim and MODIS data, *J. Geophys. Res.* 116, F03009.
66. Möller, M., Kohler, J. 2018. Differing Climatic Mass Balance Evolution Across Svalbard Glacier Regions Over 1900–2010 *Front. Earth Sci.* 6.
67. Munro D.S. Comparisons of melt energy computations and ablatometer measurements on melting ice and snow // *Arct. Alp. Res.*, 1990, 22(2), pp. 153–162.
68. Naegeli K., Damm A., Huss M. et al. Cross-comparison of albedo products for glacier surfaces derived from airborne and satellite (Sentinel-2 and Landsat 8) optical data // *Remote Sens.*, 2017, 9, 110.
69. Naegeli K., Huss M., Hoelzle M. Change detection of bare-ice albedo in the Swiss Alps // *The Cryosphere*, 2019, 13, 397–412, <https://doi.org/10.5194/tc-13-397-2019>.

70. Naegeli, K. Damm, A. Huss, M. Wulf, H. Schaepman, M. Hoelzle, M. 2017. Cross-Comparison of Albedo Products for Glacier Surfaces Derived from Airborne and Satellite (Sentinel-2 and Landsat 8) Optical Data. *Remote Sens.* 9, 110.
71. Noël, B. Jakobs, C.L. Van Pelt, W.J.J. et al. 2020. Low elevation of Svalbard glaciers drives high mass loss variability. *Nat. Commun.* 11, 4597.
72. Nordli Ø., Przybylak R., Ogilvie A.E.G., Isaksen K. Long-term temperature trends and variability on Spitsbergen: the extended Svalbard Airport temperature series, 1898–2012 // *Polar Research*, 2014, 33:1, 21349, doi: 10.3402/polar.v33.21349
73. Nuth, C. Kohler, J. König, M. von Deschanden, A. Hagen, J. O. Kaab, A. et al. 2013. Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard. *Cryosphere*. 7, 1603–1621.
74. Ohmura A. Physical basis for the temperature-based melt-index method // *J. Appl. Meteorol.*, 2001, vol. 40, pp. 753–761.
75. Oerlemans J., Hoogendoorn N.C. Mass-balance gradients and climatic change // *Journal of Glaciology*. – 1989. – T. 35. – №. 121. – C. 399–405. doi:10.3189/S0022143000009333
76. O'Neil 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.
77. Østby, T. I. Schuler, T. V. Hagen, J. O. Hock, R. and Reijmer, L. H. 2013. Parameter uncertainty, refreezing and surface energy balance modelling at Austfonna ice cap, Svalbard, 2004–08. *Ann. Glaciol.* 54, 229–240.
78. Paterson W. S. B. *Physics of glaciers*. – Butterworth-Heinemann, 2000.
79. Pavlov A. K. et al. Warming of Atlantic Water in two west Spitsbergen fjords over the last century (1912–2009) // *Polar Research*. – 2013. – T. 32. – №. 1. – C. 11206.
80. Prokhorova, U.V. Terekhov, A.V. Ivanov, B.V. Verkulich, S.R. 2021. Calculation of the heat balance components of the Aldegonda glacier (Western Spitsbergen) during the ablation period according to the observations of 2019. *Kriosf. Zemli.* 25, 50–60.

81. Rinke, A. Maturilli, M. Graham, R. M. Matthes, H. Handorf, D. Cohen, L. Hudson, S.R. Moore, J.C. 2017. Extreme cyclone events in the Arctic: Wintertime variability and trends. *Env. Res. Lett.* 12, Article 094006.
82. Robinson P.J. On the definition of a heat wave // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. – 2001. – T. 40. – №. 4. – C. 762–775.
83. Rohrer, M. B. Braun, L. N. 1994. Long-term records of snow cover water equivalent in the Swiss Alps: 2. Simulation. *Hydrology Research*. 25, 65–78.
84. 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., Van Pelt W.J. Reconciling Svalbard glacier mass balance // *Frontiers in Earth Science*. – 2020. – C. 156.
85. 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. Van Pelt, W.J.J. 2020. Reconciling Svalbard Glacier Mass Balance. *Front. Earth Sci.* 8, 156.
86. Shestakova, A. A. Chechin, D. G. Lüpkes, C. Hartmann, J. Maturilli, M. 2022. The foehn effect during easterly flow over Svalbard. *Atmos. Chem. Phys.* 22, 1529–1548.
87. Skogseth R. et al. Variability and decadal trends in the Isfjorden (Svalbard) ocean climate and circulation—An indicator for climate change in the European Arctic // *Progress in Oceanography*. – 2020. – T. 187. – C. 102394.
88. Strzelecki, M. C, Long, A. J., Lloyd, J. M., et al. 2018. The role of rapid glacier retreat and landscape transformation in controlling the post-Little Ice Age evolution of paraglacial coasts in central Spitsbergen (Billefjorden, Svalbard). *Land Degrad Dev.* 29: 1962– 1978.
89. Sturm, M. Holmgren, J. König, M. and Morris, K. 1997. The thermal conductivity of seasonal snow. *J. Glaciol.* 43(143), 26–41.
90. 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 Grønfjordbreen (Svalbard) from 2013/14 to 2019/20 // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. – 2022. – T. 54. – №. 1. – C. 584–602. DOI: 10.1080/15230430.2022.2150122

91. Van As D. Warming, glacier melt and surface energy budget from weather station observations in the Melville Bay region of northwest Greenland // *Journal of Glaciology*, 2011, vol. 57, № 202, pp. 208–220.
92. Van Pelt W.J.J., Oerlemans J., Reijmer C.H. et al. Simulating melt, runoff and refreezing on Nordenskiöldbreen, Svalbard, using a coupled snow and energy balance model // *The Cryosphere*, 2012, vol. 6, pp. 641–659.
93. Van Pelt, W. J. J. Pohjola, V. Pettersson, R. Marchenko, S. Kohler, J. Luks, B. et al. 2019. A long-term dataset of climatic mass balance, snow conditions, and runoff in Svalbard (1957–2018). *Cryosphere*. 13, 2259–2280.
94. Van Pelt, W. J. Pohjola, V. A. Reijmer, C. H. 2016. The Changing Impact of Snow Conditions and Refreezing on the Mass Balance of an Idealized Svalbard Glacier. *Front. Earth Sci*4.
95. 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.
96. Vikhamar-Schuler D., Førland E. J., Lutz J., Gjeltén H. M.. Evaluation of downscaled reanalysis and observations for Svalbard // *Norwegian Centre for Climate Services*. – 2019.
97. Wheler B. A., Flowers G. E. Glacier subsurface heat-flux characterizations for energy-balance modelling in the Donjek Range, southwest Yukon, Canada // *Journal of Glaciology*, 2011, vol. 57, №. 201, pp. 121–133.
98. Wickström, S. Jonassen, M. O. Vihma, T. Uotila, P. 2019. Trends in cyclones in the high latitude North Atlantic during 1979–2016. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 146, 762–769.
99. Zou, X. Ding, M. Sun, W. Yang, D. Liu, W. Huai, B. Jin, S. Xiao, C. 2021. The surface energy balance of Austre Lovénbreen, Svalbard, during the ablation period in 2014. *Polar Research*. 40.

СПИСОК ОСНОВНЫХ СОКРАЩЕНИЙ

ФГБУ «ААНИИ» — Федеральное государственное бюджетное учреждение «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт»

ИФА РАН — Институт физики атмосферы имени А. М. Обухова РАН

АМС — автоматическая метеорологическая станция

ЦМР — цифровая модель рельефа

AW — Atlantic Water, атлантические воды

CS — central site, центральная часть

LS — lower site, нижняя часть

SAGA GIS — System for Automated Geoscientific Analyses

SST — Sea surface temperature, температура поверхности моря

VT — Volume temperature, температуры воды по объему