

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Дроздов Евгений Дмитриевич

Моделирование снежного покрова на горных ледниках

1.6.18. Науки об атмосфере и климате

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
кандидат географических наук
Торопов Павел Алексеевич

Москва – 2026

Оглавление

Введение	5
Глава 1. Моделирование снежного покрова в задачах гляциоклиматологии ..	12
1.1. Модели горных ледников и необходимость учета снежного покрова.....	12
1.2. Основные методы моделирования снежного покрова	16
1.2.1. Упрощенные модели снежного покрова.....	18
1.2.2. Модели промежуточного уровня	25
1.2.3. Детальные модели снежного покрова.....	32
1.3. Совмещенные модели снежного покрова и энергобаланса ледника	36
1.4. Выбор подхода к моделированию снежного покрова для задач гляцио-климатологии	38
Глава 2. Особенности снежного покрова в горах на примере Эльбруса	42
2.1. Район исследований	42
2.2. Периодические измерения метеорологических параметров	44
2.3. Стационарные метеорологические комплексы	50
2.4. Специфика условий на горных ледниках на основе данных наблюдений	53
2.5. О возможности применения данных реанализа на горных ледниках	57
Глава 3. Описание специализированной модели снежного покрова SnowDraw	63
3.1. Основные положения.....	63
3.2. Расчет температуры поверхности снега.....	67
3.3. Радиационные характеристики снежного покрова.....	70
3.4. Численное решение задачи теплопроводности.....	75
3.5. Восстановление турбулентных потоков явного и скрытого тепла	81
3.6. Методика оценки сублимации кристаллов льда при метелях.....	83

3.7.	Расчет водного баланса снежного покрова	87
3.8.	Методы расчета количества осадков и приходящей солнечной радиации в зависимости от высоты и экспозиции склонов	91
Глава 4. Верификация модели снежного покрова SnowDraw		94
4.1.	Верификация модели на данных полигонов ESM-SnowMIP	94
4.2.	Тестирование модели SnowDraw на поверхности горного ледника	100
4.3.	Верификация модели SnowDraw на данных наблюдений на леднике Гарабаши для нескольких сезонов	105
4.4.	Верификация модели SnowDraw на данных наблюдений на леднике Гарабаши с использованием реанализа ERA5	116
4.5.	Верификация модели SnowDraw по времени залегания снежного покрова.....	120
4.6.	Оценка чувствительности модели SnowDraw к выбору специализированных параметризаций	127
Глава 5. Описание процессов аккумуляции и абляции на горном леднике с помощью модели SnowDraw		132
5.1.	Пример расчетов многолетней динамики снежного покрова на поверхности ледника.....	132
5.2.	Сравнение результатов модели SnowDraw с данными крупномасштабных моделей на примере реанализа ERA5	136
5.3.	Расчет пространственно-временной изменчивости характеристик снежного покрова на примере Эльбруса.....	140
5.4.	Расчет эволюции снежного покрова на ледниках архипелага Шпицберген.....	142
Глава 6. Оценка эффекта сублимации ледяных кристаллов при метелях		145
6.1.	Затраты тепла на метелевую сублимацию на основе данных наблюдений	145

6.2. Влияние метелевой сублимации на тепловой режим снежного покрова	147
6.3. Роль метелевой сублимации в водном балансе снежного покрова на горном леднике.....	152
Заключение	156
Список литературы	159
Приложение.....	181

Введение

В условиях глобального потепления климата основными резервуарами накопления тепла являются Мировой океан и деятельный слой суши [Beltrami, Smerdon et al., 2002]. При этом криосфера Земли, и в особенности горные ледники, оказываются крайне чувствительными к этим изменениям и характеризуется существенными темпами деградации: современный рост температур определяет сокращение площади и объема горных ледников в среднем на 0.2–1.5 % ежегодно [Hock et al., 2019; The GlaMBIE Team, 2025]. Причем скорость деградации продолжает увеличиваться [Hugonnet et al., 2021; The WGMS Network, 2026], а текущее изменение температуры и осадков в большинстве горных районов происходит быстрее, чем на равнинах [Pepin et al., 2025]. Современные и прогнозируемые изменения атмосферного форсинга приводят к ожиданиям исчезновения оледенения в большинстве горно-ледниковых регионов планеты к началу XXII века [Marzeion et al., 2014; Huss, Hock, 2015].

Интенсивное отступление горных ледников является одной из причин повышения уровня Мирового океана [Gardner et al., 2013]. Кроме того, процесс дегляциации приводит к изменению природных экосистем в горах [IPCC, 2018; Adler et al., 2019] и значительной перестройке водного режима [Milner et al., 2017]. Так, в горных регионах до трети годовой величины речного стока приходится на ледниковую составляющую [Панов, 1993], доля которой с текущим изменением климата может как увеличиваться, так и уменьшаться [Pellicciotti et al., 2010; Rets et al., 2020]. Кроме того, изменения горной криосферы приводят к увеличению повторяемости опасных гляциологических явлений, таких как сели [Gariano, Guzzetti, 2016], лавины [Giacona et al., 2021] и прорывы ледниковых озер [Harrison et al., 2018; Лаврентьев и др., 2020; Ding et al., 2021]. На региональном масштабе подобные изменения существенно сказываются на сельском хозяйстве, благосостоянии населения и возможностях развития рекреационной сферы [Tielidze, 2017; Hock et al., 2019]. Поэтому важной задачей является прогноз динамики ледникового покрова в горах и гидрологического режима горных и предгорных территорий на десятилетия вперед.

Основным инструментом современного климатического прогноза является использование климатических моделей нового поколения – Моделей Земной

Системы. Их важная особенность – детальное описание тех элементов деятельного слоя суши, которые несмотря на сравнительно небольшие размеры могут играть существенную роль в формировании региональных особенностей климата. К этим элементам относятся озера, болота, городские территории и горные ледники. Существует отечественная модель Земной системы ИВМ РАН-МГУ [Володин, Грицун, 2020; Володин, 2023], которая продолжает развиваться, в частности, в направлении описания компонент деятельного слоя суши. Отдельной задачей является более реалистичное описание деятельного слоя в модельных ячейках, попадающих на горные территории, что подразумевает развитие параметризаций горного оледенения, которые, в свою очередь, невозможны без специализированных моделей снежного покрова.

Это обусловлено тем, что снежный покров оказывает определяющее влияние на процесс энергообмена горного ледника с атмосферой, а также на термический режим ледовой толщи [Snow and Climate, 2008]. Наличие снежного покрова определяет изменчивость альбедо поверхности ледника [Qu, Hall, 2014], а его сезонная аккумуляция и абляция вносят существенный вклад в формирование речного стока [Carletti et al., 2022]. При этом сезонная и пространственная изменчивость снежного покрова сильно подвержена влиянию климатического форсинга [Flanner et al., 2011; Marty et al., 2017; Lüthi et al., 2019]. Для горных районов это приводит к значительному изменению водного режима рек и доли снегового питания [Корнилова и др., 2024]. Поэтому для полноценного моделирования динамики горного оледенения необходимо детальное описание распределения и изменения снежного покрова на его поверхности.

Однако для высокогорных районов существует набор специфических факторов, влияющих на формирование и динамику снежного покрова и требующих особого учета при его моделировании. Так, за счет высоких скоростей ветра существенное влияние на энергетический баланс и баланс массы снега оказывают процессы интенсивного метелевого переноса [Mott et al., 2010], ветрового уплотнения и сублимации снежных кристаллов [Pomeroy, Jones, 1996; Bintanja, 2000a]. Ориентация и крутизна макросклонов приводят к изменению потока приходящей солнечной радиации и к изменению суммы осадков, с высотой

изменяется и общее количество суммарной радиации и длинноволнового потока из атмосферы, что кардинальным образом определяет динамику снежного покрова.

В настоящее время известно множество различных моделей снежного покрова [Krinner et al., 2018; Essery et al., 2020] различной комплексности. Однако большинство из них либо вычислительно затратны и крайне требовательны к качеству начальных данных (как, например, модель CROCUS [Vionnet et al., 2012]), либо предназначены для описания снежного покрова на равнинных территориях, и поэтому пренебрегают эффектами, оказывающими влияние на формирование снежной толщи в высокогорных районах. . Например, в отечественной модели ИВМ РАН-МГУ (ARTS-ESM/INMCM) [Володин, 1998; Chernenkov et al., 2024], применяются упрощенные схемы расчета снежного покрова, хорошо работающие на масштабах крупных равнин, однако мало пригодные для моделирования снежного покрова на горных ледниках. Одна из передовых моделей снежного покрова SNOWPACK [Bartelt, Lehning, 2002] требует скрупулезной настройки на конкретный горный склон, поскольку предназначена прежде всего для задач оперативного диагноза и прогноза лавин. Модель деятельного слоя SPONSOR [Шмакин и др., 2009] требует отделения снежного блока и существенной переработки для применения в рамках параметризации горного оледенения, что эквивалентно созданию новой модели. К этому следует добавить высокую вычислительную дороговизну передовых моделей снежного покрова, и, в большинстве случаев, отсутствие открытых программных кодов.

Поэтому в рамках диссертационной работы было принято решение создать новую специализированную модель снежного покрова SnowDraw с включением описания специфических факторов, существенно влияющего на формирование снежной толщи в высокогорных районах. Также в работе рассматриваются первые результаты применения этой модели на примере ледников Эльбруса и архипелага Шпицберген. В дальнейшем подходы, реализованные в данной модели, могут быть использованы в развитых отечественных моделях снежного покрова (SPONSOR, SWAP [Гусев, Насонова, 2019] и др.) и в качестве блока модели деятельного слоя суши TerM [Stepanenko et al., 2024], который в свою очередь является частью отечественной Модели земной системы ARTS-ESM/INMCM.

Целью данного исследования является создание вычислительно эффективного и физически обоснованного инструмента расчета характеристик снежного покрова, учитывающего специфические процессы его формирования в высокогорных районах.

Для достижения поставленной цели были сформулированы и решены следующие **задачи**:

- выявить набор физических процессов и параметров, необходимых для описания снежного покрова на горных ледниках и создать программный алгоритм модели, учитывающий эти процессы;

- оценить эффективность созданной модели промежуточной сложности для описания характеристик снежного покрова на горных ледниках на основе результатов сравнения с данными постоянного мониторинга, организованного в высокогорных областях Эльбруса;

- получить пространственно-временное распределение характеристик снежного покрова на горных ледниках с помощью созданной модели;

- оценить роль сублимации ледяных кристаллов при интенсивном метелевом переносе в тепловом балансе и балансе массы снежного покрова в горах

Предметом данного исследования являются физические закономерности и механизмы формирования и пространственно-временного распределения снежного покрова на поверхности горного ледника, а **объектом** – снежный покров на поверхности горного ледника.

Научная новизна:

1) Впервые в России организованы постоянные автоматические наблюдения за метеорологическим режимом в зонах абляции и аккумуляции горного ледника (ледник Гарабаши, Эльбрус) на годовом временном масштабе, а также получены прямые оценки интенсивности метелевого переноса.

2) Впервые на горных ледниках России на основе натурных данных получены численные оценки интенсивности сублимации ледяных кристаллов при метелях и показано, что этот процесс является значимой компонентой баланса массы горных ледников.

3) Представлена новая модель снежного покрова промежуточной сложности SnowDraw, предназначенная для воспроизведения пространственно-временного распределения характеристик снежного покрова на горных ледниках. Доказана целесообразность применения этой модели для научно-прикладных задач гляциологии и горной гидрологии на многолетнем временном масштабе.

4) На основе результатов разработанной модели снежного покрова SnowDraw получены первые оценки пространственно-временного распределения характеристик снежного покрова за последние 40 лет для двух контрастных горно-ледниковых районов Земли: Кавказа (на примере Эльбруса) и архипелага Шпицберген (на примере ледника Восточный Грэнфьорд).

Теоретическая и практическая значимость

Результаты расчетов с помощью созданной модели снежного покрова могут быть использованы для научно-прикладных задач гляциологии и гидрологии, таких как оценка многолетней динамики оледенения и речного стока в различных горно-ледниковых районах, оценка лавинной опасности и селевого потенциала в горах, а также в рамках инженерно-гидрометеорологических изысканий в горных районах. Кроме того, предложенная модель используется в качестве снежного модуля новой глобальной гляциологической модели IGRICE [Toropov *et. al.*, 2025], которая в перспективе будет внедрена в блок деятельного слоя суши модели Земной системы ИВМ РАН-МГУ.

Методология и методы исследования

В рамках данной работы ключевым является создание программного алгоритма модели снежного покрова промежуточной сложности SnowDraw и его реализация в виде кода на языке программирования Fortran. С помощью разработанной модели реализован ряд численных экспериментов на основе данных наблюдений и реанализа с целью отладки алгоритма и получения необходимых результатов. Обработка полученных данных и их графическое отображение реализованы с помощью служебных скриптов на языке программирования Python.

Отдельной методологической частью работы является настройка и отладка автоматических метеорологических комплексов, и проведение экспедиционных

исследований в Приэльбрусье (ледники Гарабаши, Микельчиран и Джанкуат) с целью установки оборудования непосредственно на поверхности горного ледника и получения метеорологических данных и информации о характеристиках снежного покрова.

Основные защищаемые положения:

1. Для описания снежного покрова на горных ледниках существенным является подробный учет в моделях процессов ветрового уплотнения снега, метелевой сублимации, проникновения солнечной радиации и замерзания жидкой влаги в снежной толще.

2. Разработанный алгоритм SnowDraw является физически обоснованным и вычислительно эффективным инструментом воспроизведения снежного покрова на горных ледниках в сравнение с другими доступными моделями.

3. Алгоритм SnowDraw целесообразно внедрить в отечественную Модель земной системы ARTS-ESM/INMCM, поскольку его совмещение с модулем орографических осадков и тепло-балансовым блоком кардинально улучшает картину пространственно-временного распределения снежного покрова в высокогорных районах по сравнению с результатами крупномасштабных атмосферных моделей.

4. Сублимация ледяных кристаллов при интенсивном метелевом переносе существенно влияет на баланс массы снежного покрова в высокогорных районах и перестраивает структуру теплового баланса поверхности, что делает значимым ее учет при моделировании.

Личный вклад автора

С 2018 г. автор работал в многочисленных экспедициях и полевых командировках на ледниках Гарабаши, Джанкуат и Микельчиран (Центральный Кавказ), принимая ключевое участие в подготовке метеорологического оборудования для всех полевых кампаний, установке и обслуживании метеорологических комплексов на ледниках, сборе и обработке данных, большая часть которых использована в данной работе. Программный алгоритм предложенной модели снежного покрова и его реализация в виде кода на языке программирования Fortran, а также служебные скрипты на языке

программирования Python для обработки результатов численных экспериментов созданы лично автором. Все материалы, приведенные в диссертации, получены лично автором или при его непосредственном участии. Использование опубликованных архивных материалов и данных имеет соответствующие ссылки.

Степень достоверности и апробация результатов

Полученные результаты основаны на строгом математическом моделировании физических процессов. Их последующая интерпретация и сделанные выводы основываются на предварительном сравнении результатов численных экспериментов с данными метеорологических наблюдений при длине выборки более 7000 значений и данными шурфов, а также корректной статистической обработке и сравнении с ранее опубликованными данными. Кроме того, полученные результаты сравниваются и согласуются с результатами расчетов других ведущих моделей.

Результаты исследования докладывались автором на 9 конференциях, в том числе 2 зарубежных. На созданную модель получено Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2025693676 .

Публикации

По теме диссертации опубликовано 8 научных работ в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ по специальности 1.6.18. Науки об атмосфере и климате (географические науки).

Результаты работы использованы в научном отчете по проекту РНФ № 23–17–00247 «Развитие параметризации горного оледенения для моделей Земной системы».

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения, списка литературы из 227 источников и приложения. Работа изложена на 176 страницах текста, включает 72 иллюстрации и 14 таблиц. Список литературы включает 45 публикаций на русском языке и 172 публикаций на иностранном, а также 10 Интернет-источников.

Глава 1. Моделирование снежного покрова в задачах гляциоклиматологии

1.1. Модели горных ледников и необходимость учета снежного покрова

Влияние климатических условий на изменение объема было впервые отмечено в Альпах еще в конце XVIII в. Вальчером [Walcher, 1773], а позднее в работах Финстервальдера [Finsterwalder, Schunk, 1887], Хесса [Hess, 1904] и Ангстрёма [Ångström, 1933] были установлены первые зависимости скорости таяния ледников от температуры, солнечной радиации и скорости ветра. Первые попытки моделирования аккумуляции и абляции ледников были предприняты в 1960-х годах. На сегодняшний день существует несколько популярных подходов к моделированию динамики горного оледенения.

Одним из них являются схемы полных трехмерных моделей ледников. Модели данного класса построены на описании гидродинамики вязкопластической жидкости и энергобаланса поверхности ледника, что позволяет получить пространственные поля скорости течения льда и диффузии, альбедо, потоков явного и скрытого тепла, абляции и баланса массы льда [Рыбак О., Рыбак Е., 2010]. Для уточнения теплового баланса поверхности применяются блоки расчета затенения от окружающего рельефа. Результирующее объединение блоков модели позволяет получать эволюцию толщины льда и высоты поверхности ледника. Модели данного класса имеют высокое пространственное разрешение и точность расчетов, однако существенным ограничением для их использования является необходимость создания цифровой модели рельефа и проведения радарной съёмки исследуемого ледника. Чаще всего подобные модели применяются для моделирования динамики и эволюции ледниковых щитов [Pritchard et al., 2009; Рыбак и др., 2013]. Для горного оледенения использование таких моделей носит в большей степени исследовательский характер и применяется метод экстраполяции результатов, полученных для одного горного ледника на весь ледниковый массив [Рыбак и др., 2015]. К тому же метод гидродинамического моделирования может

быть не всегда удачен для исследования реакции горных ледников на климатический форсинг [Кренке и др., 2012].

С другой стороны, существует большое количество глобальных гляциологических моделей (ГГМ), направленных на прогноз реакции ледникового покрова на изменение климата на большом пространственном и временном масштабе. Общий принцип архитектуры таких моделей построен на использовании масс-балансового блока и блока динамики ледника, для которых также существует набор различных подходов [Zekollari et al., 2022; Постникова, Рыбак, 2021].

Для масс-балансового блока наиболее распространенным является *энерго-балансовый метод* [Gerbaux et al., 2005; Nemes et al., 2009], подразумевающий восстановление теплового баланса на поверхности ледника [Hock, 2005]:

$$\boxed{Q_N + Q_H + Q_L + Q_G + Q_R + Q_M = 0}, \quad (1.1.1)$$

где $\boxed{Q_N}$ – радиационный баланс, $\boxed{Q_H}$ – турбулентный поток явного тепла, $\boxed{Q_L}$ – турбулентный поток скрытого тепла, $\boxed{Q_G}$ – поток тепла в толщу ледника, $\boxed{Q_R}$ – поток тепла с дождевой водой, $\boxed{Q_M}$ – затраты тепла на таяние льда. Все слагаемые, как правило, приводятся в Вт/м².

Одним из первых приложений данного метода могут считаться оценки турбулентных потоков тепла и влаги над поверхностью ледника Кука на острове Кергелен [Poggi, 1977]. В данном подходе не рассматривается течение льда, а лишь его накопление с твердыми осадками, таяние и поверхностный сток в случае положительной невязки теплового баланса [Giesen, Oerlemans, 2012]. Расчетные методы каждой из компонент уравнения (1.1.1) включают в себя параметризации альбедо и коэффициента серости поверхности ледника, коэффициентов теплопроводности и теплоемкости льда для соответствующих потоков, которые уточняются эмпирически [Mölg et al., 2008; MacDougall, Flowers, 2011]. Зачастую для определения потока тепла в толщу ледника он разделяется на ледовую массу и снежный покров, поскольку теплофизические свойства этих субстанций значительно различны.

Однако модели данного класса требуют использования сведений об атмосферных условиях на поверхности и теплофизических характеристик

ледникового покрова. К тому же большинство составляющих теплового баланса включают в себя зависимости от температуры и потому имеют высокую корреляцию с приземной температурой воздуха [Hock, 2005]. Идея о значимой связи между балансом массы горного ледника с температурой воздуха и осадками была предложена еще в работе [Hann, 1908]. Поэтому в настоящее время широкое распространение получил «регрессионный» или *температурно-индексный (T-index) подход* [Braithwaite, 1995; Ohmura, 2001; Huss, Hock, 2015]. В его основе лежит упрощенная параметризация таяния льда и снега на поверхности M (мм) в течение периода времени Δt из n интервалов в зависимости от суммы положительных температур воздуха T^+ в течение этого периода [Hock, 2003]:

$$\sum_{i=1}^n M = DDF \sum_{i=1}^n T^+ \cdot \Delta t, \quad (1.1.2)$$

Коэффициентом пропорциональности служит «фактор градус-день» (DDF), выраженный в мм/(день·К) [Braithwaite, 1995; Hock, 2003]. Данная величина имеет значительную пространственную изменчивость и различные значения для снежной и ледовой поверхности.

T-index подход позволяет существенно облегчить задачу вычисления динамики ледников за счет малых вычислительных затрат и весьма скромного перечня начальных данных: в большинстве случаев требуются сведения лишь осреднесуточной температуре воздуха и суточной сумме осадков. Поэтому этот подход широко используется в моделировании гидрологического стока, прогнозировании паводков и селей и применим для прогноза состояния горных ледников к концу XXI века [Radic et al., 2014; Huss et al., 2017].

Поскольку DDF определяется всеми компонентами теплового баланса, то существуют также и *комбинированные методы*, включающие в функцию таяния члены для учета скорости ветра, радиационного баланса и других компонент [Pellicciotti et al., 2005; Carenzo et al., 2009; Wheler et al., 2014].

Также в последние годы активно развиваются *статистические методы* расчета теплового баланса и баланса массы ледников [Popovnin et al., 2021], в том числе и с помощью методов машинного обучения [Steiner et al., 2005; Bolibar et al.,

2022; van der Meer et al., 2025]. В данном случае баланс массы ледника, его аккумуляция и абляция определяются на основе статистических взаимосвязей от топографических и климатических предикторов.

С точки зрения динамического блока ГГМ выделяют **ограниченные динамические модели**. Как правило, в них используется аппроксимация мелкого льда, а расчеты производятся либо вдоль осевой линии, либо по высотным поясам. К таковым относят наиболее популярные модели GloGEM [Huss, Hock, 2015], GloGEMflow [Zekollari et al., 2019] и OGGM [Maussion et al., 2019] с помощью которых были получены оценки изменения ледникового стока до конца столетия по всем горным и ледниковым системам.

Наиболее перспективным выглядит использование **параметризующих моделей ледников** (или моделей «промежуточной сложности»), которые зачастую не имеют пространственного разрешения и не учитывают тонкости динамики льда или описывают его течение в крайне упрощенном виде [Zemp et al., 2006; Raper, Braithwaite, 2009]. Сюда можно отнести «минимальные модели» [Oerlemans, 2008], в которых основной диагностической величиной является длина ледника. Такой подход эффективен на масштабах десятков и сотен лет и несмотря на простоту показал сходство с результатами мониторинга многочисленных ледников [Кунахович и др., 1996]. Подход «минимальной модели» достаточно интересен для задач прогноза динамики ледников в том числе и в моделях Земной системы. В то же время он требует усовершенствования за счет более полного описания компонент баланса массы. Существенным недостатком «минимальных моделей» является неопределенность положения границы питания ледников, которая в настоящий момент задается на основе упрощенных предположений о вертикальном распределении температуры и осадков в атмосфере.

К классу подобных «минимальных моделей» относится и глобальная гляциологическая модель **IGRICE** [Торопов и др., 2023; Toropov et al., 2025], разработанная в Институте географии РАН. Она основана на подходе [Oerlemans, 2008], а динамика ледника описывается за счет изменения его объема $\frac{dV}{dt}$ и длины $\frac{dL}{dt}$ от поверхностного баланса массы B_s :

$$\frac{dV}{dt} = \frac{3 \alpha_m}{2(1 + v \cdot \tan\theta)} L^{\frac{1}{2}} (W + \alpha^{-2}(L^{-1} - \alpha e^{-\alpha L} - L^{-1} e^{-\alpha L})) \frac{dL}{dt} + \frac{\alpha_m}{1 + v \cdot \tan\theta} L^{-\frac{3}{2}} (\alpha^{-2} L^{-2} + e^{-\alpha L} + \alpha^{-2} L^{-2} e^{-\alpha L} \alpha^{-1} L^{-1} e^{-\alpha L}) \quad (1.1.3)$$

где W – ширина фронта ледника (м), α_m и v – константы динамики ледника, θ – средний наклон поверхности ледника (градусы), α – параметр геометрии ледника. В свою очередь значение баланса массы B_s определяется на основе вычислений теплового и водного баланса на поверхности ледника. Шаг интегрирования уравнения 1.1.3 составляет 1 год, что означает, что объемы и длина ледника изменяются лишь ежегодно.

В то же время тепловой баланс поверхности любого ледника и темпы его аккумуляции в холодный период определяются в первую очередь динамикой снежного покрова на его поверхности. Также летняя абляция и величина стока талой воды существенно зависят от распределения снежного покрова по леднику. Поэтому любые детальные и промежуточные модели ледников требуют качественного воспроизведения динамики снежного покрова.

1.2. Основные методы моделирования снежного покрова

Под моделированием снежного покрова, как правило понимается физико-математическое описание его теплового и водного режима. Нагрев и охлаждение снежной толщи хорошо описывается теорией теплопроводности, причем горизонтальный поток тепла считается пренебрежимо малым по сравнению с вертикальным [Cuffey, Paterson, 2010]. Тогда по закону теплопроводности Фурье поток тепла в толщу снега q (Вт/м²) пропорционален вертикальному градиенту температуры:

$$q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (1.2.1)$$

где коэффициентом пропорциональности λ служит коэффициент теплопроводности (Вт/м·К).

В таком случае изменение потока тепла с глубиной может быть записано в форме одномерного уравнения теплопроводности:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (1.2.2)$$

в котором ρ – плотность снега (кг/м³), c – его теплоемкость (Дж/кг·К).

Таким образом, физические модели снежного покрова имеют в своей основе численное или аналитическое решение уравнения теплопроводности 1.2.2.

Изменение количества снега учитывается через расчет его водного эквивалента \overline{WE} (м) в различные моменты времени, который зависит от количества выпадающих осадков P , испарения кристаллов льда (или конденсации влаги) на его поверхности E и слоя стока талой воды M . Что выражается в виде уравнения водного баланса или баланса массы снежного покрова:

$$\frac{\partial WE}{\partial t} = P - E - M \quad (1.2.3)$$

Однако описание снежного покрова может иметь различную комплексность, которая варьируется, прежде всего, от вертикального разрешения модели, набора учитываемых физических процессов на поверхности и внутри снега, а также методов их расчета. Выделяется 3 основных модельных подхода к учету снежного покрова на подстилающей поверхности [Boone, Etchevers, 2001]:

1. Упрощенные модели.

В данном случае снежный покров рассматривается как часть деятельного слоя суши на поверхности почвы. Как правило, в моделях данного класса снежный покров однослойный и может задаваться как новый уровень почвенного покрова с определенным набором теплофизических характеристик [Pitman et al. 1991; Douville et al. 1995; Yang et al. 1997]. К этому типу можно также отнести наиболее простые схемы, которые подразумевают выделение единственного слоя снега для разделения теплофизических характеристик и потоков на поверхности для снежного покрова и открытой почвы [Verseghy 1991; Slater et al. 1998; Sud, Mocko, 1999]. Данный подход формировался на заре представлений о моделировании снега, однако его модификации [Dutra et al., 2010; Best et al., 2011; Verseghy, 2012]

имеют широкое применение в климатических и прогностических моделях атмосферы.

2. Детальные модели.

Их отличительной особенностью является попытка детального описания микрофизических особенностей снежного покрова. Для этого, как правило, применяется многоуровневый подход с высоким пространственным разрешением по вертикали [Bartelt, Lehning, 2002; Vionnet et al., 2012]. Развитие данного подхода производилось в работах Anderson (1976), Brun et al. (1989), Jordan (1991). Использование более полного набора физических параметризаций позволяет добиться существенно более высокой точности моделирования. Реализация таких численных схем желательна для моделей Земной системы, однако существенным ограничением для их применения являются высокие вычислительные затраты. Кроме того, такие модели оказываются крайне чувствительны к качеству задаваемых условий атмосферы и стратиграфии снежного покрова.

3. Модели промежуточной сложности.

Данный подход основан на упрощении детальных моделей снежного покрова, но с сохранением физической комплексности используемых параметризаций [Шмакин и др., 2009; Kuipers Munneke et al., 2011; Decharme et al., 2016]. Как правило, упрощение заключается в сохранении лишь наиболее значимых процессов и уменьшения количества параметров при их описании. Также используется небольшое количество расчетных уровней, необходимых для разрешения вертикальных градиентов температуры и учета уплотнения снега. В настоящий момент большинство климатических моделей и моделей деятельного слоя суши стремятся к переходу к параметризациям снежного покрова подобного класса.

Ниже более подробно разобраны подходы различного типа комплексности на примере значимых для данного исследования моделей.

1.2.1. Упрощенные модели снежного покрова

Упрощенные схемы учета снежного покрова применяются, как правило, в моделях Земной системы, где наиболее значимым является учет доли снега в

ячейке крупномасштабной модели и, как следствие, его альбедный эффект и вклад в речной сток. Причем тепловлагодперенос в снеге рассматривается, как один из процессов в деятельном слое суши в рамках системы почва-снег. В случае накопления снежного покрова к вертикальным расчетным уровням модели внутри почвы добавляются уровни в снежном покрове. Потоки тепла и влаги на поверхности снега задаются упрощенными уравнениями баланса соответствующих субстанций. Теплоперенос в снеге описывается канонической формой одномерного уравнения теплопроводности. В качестве характеристик снежного покрова используются его высота и водный эквивалент, альбеде снежной поверхности, плотность, коэффициенты теплоемкости и теплопроводности. Для вычисления этих величин применяются исключительно эмпирические и упрощенные зависимости.

Более подробно общая схема учета снежного покрова в климатических моделях может быть рассмотрена на примере соответствующего блока в *модели Земной системы Института вычислительной математики Российской академии наук (ИВМ РАН-МГУ)* [Володин и др., 2016].

При отрицательных значениях температуры воздуха в приземном слое считается, что осадки выпадают в виде снега и происходит его накопление за счет увеличения верхней границы системы почва-снег на толщину снега h . Тогда для горизонта $(0, h)$ решается уравнение переноса тепла в снежном покрове:

$$\rho_{sn} c_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial z}, \quad (1.2.1.1)$$

где T_{sn} – температура снега (К), ρ_{sn} – его плотность (кг/м³), c_{sn} – его теплоемкость (Дж/кг·К), λ_{sn} – его теплопроводность (Вт/м·К). При этом значения температуры поверхности снега T_s (К) вычисляются исходя из бюджета потоков тепла:

$$C_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = (1 - \alpha)S - \varepsilon \sigma_{SB} T_s^4 - L_v E - H_s + B, \quad (1.2.1.2)$$

здесь S – приходящая коротковолновая радиация, $\varepsilon \sigma_{SB} T_s^4$ – излученная длинноволновая радиация, $L_v E$ – поток скрытого тепла, H_s – поток явного тепла, B

–поток тепла в снег (все – Вт/м²), $\sigma_{SB} = 5.67 \cdot 10^{-8}$ Дж/(м²·с·К⁴) – постоянная Стефана-Больцмана, α – альбедо.

Определяющей величиной является водозэквивалентная толщина снежного покрова \overline{WE} (м), которая может быть получена из уравнения бюджета массы снега:

$$\frac{\partial \overline{WE}}{\partial t} = P_{sn} - E_{sn} - M, \quad (1.2.1.3)$$

где P_{sn} – слой твердых осадков (м), E_{sn} – слой испарения с поверхности снежного покрова (м), M – слой стаивания (м). В итоге получаются значения высоты снежного покрова h и доли ячейки модели, занятой снежным покровом μ_{sn} :

$$h = \frac{\rho_w \overline{WE}}{\rho_{sn,min}}, \quad (1.2.1.4)$$

Здесь $\rho_w = 1$ г/см³ – плотность воды, $\rho_{sn,min} = 0.1854$ г/см³ – минимальная плотность снега [Палагин, 1981].

Кроме того, в модели задается минимальная водозэквивалентная толщина снежного покрова $\overline{WE}_{cr} = 0.004$ м. Если полученное значение \overline{WE} превышает минимальное, то считается, что вся ячейка покрыта снегом, иначе вычисляется доля ячейки модели, занятой снежным покровом μ_{sn} :

$$\mu_{sn} = \min \left(1, \frac{\overline{WE}}{\overline{WE}_{cr}} \right), \quad (1.2.1.5)$$

Характеристики снежного покрова задаются эмпирическими параметризациями. При этом массовая теплоемкость снега c_{sn} считается равной теплоемкости льда c_i , плотность ρ_{sn} определяется в зависимости от высоты снежного покрова h_{sn} , а его теплопроводность λ_{sn} – в зависимости от плотности снега [Палагин, 1981]:

$$\rho_{sn} = \rho_{sn,min} \cdot 10^{C_1(h_{sn}-z)}, \quad (1.2.1.6)$$

$$\lambda_{sn} = \lambda_0 \left(C_2 \left(\frac{\rho_{sn}}{\rho_w} \right)^4 + C_3 \frac{\rho_{sn}}{\rho_w} + C_4 \right), \quad (1.2.1.7)$$

здесь $\rho_{sn,min} = 0.1854 \text{ г/см}^3$ - минимальная плотность снега,

$\lambda_0 = 0.001 \text{ кал/(см} \cdot \text{с} \cdot \text{К)}$ - опорное значение коэффициента теплопроводности, а

$C_1 = 0.00545$, $C_2 = 6$, $C_3 = 1.9$, $C_4 = 0.05$ - эмпирические коэффициенты.

В модели используется эффективное альbedo подстилающей поверхности α , полученное с учетом альbedo заснеженной поверхности α_{sn} и водозэквивалентной толщины снежного покрова:

$$\alpha = \alpha_0 + (\alpha_{sn} - \alpha_0) WE / (WE + WE_{cr}), \quad (1.2.1.8)$$

где α_0 - альbedo бесснежной поверхности; α_{sn} задается типовой параметризацией в зависимости от температуры подстилающей поверхности.

Процесс таяния снега реализуется при условиях, что значения температуры поверхности снега и суммарный приток тепла к ней положительны. При этом вся величина притока тепла затрачивается на плавление снега.

В обновленной версии модели [Chernenkov et al., 2024] сохраняется однослойная схема, однако теперь учитывается снега разного типа: свежес выпавшего, метаморфизованного, а также жидкой и повторно замерзшей воды. При этом водный эквивалент снега считается суммой ееречисленных выше компонент. А в уравнении водного баланса (1.2.1.3) учитывается величина интенсивности образования перемерзшей влаги F за счет дефицита суммы потоков тепла на поверхности ΔE :

$$F = - \frac{\Delta E}{\lambda_{sn} \rho_w}. \quad (1.2.1.9)$$

Также была добавлена параметризация уплотнения снега, учитывающая гравитационное уплотнение и тепловой метаморфизм по [Anderson, 1976], которая может быть записана в итоговом виде как:

$$\rho_{sn}(t + \Delta t) = \rho_{sn}(t) \cdot (1 + C_0 \cdot \Delta t \cdot WE \cdot \exp(C_1 \cdot T_{sn} - C_2 \cdot \rho_{sn}(t))) \quad (1.2.1.10)$$

где T_{sn} – температура снега в °C, $C_0 = 0.12 \cdot 10^{-3}$ (1/(м·с)), $C_1 = 0.08$ (1/K), $C_2 = 21 \cdot 10^{-3}$ (м³/кг). Полученное значение плотности относится к метаморфизованному снегу, а интегральное значение плотности и теплопроводности по всему снежному покрову вычисляется в зависимости от массовой доли каждой из 4 фракций.

Кроме того, была существенно обновлена параметризация альbedo снега, которая учитывает изменение оптических свойств снега из-за изменения геометрии кристаллов при метаморфизме [Flanner, Zender, 2006] и из-за загрязнения атмосферными аэрозолями, прежде всего черным углеродом [Chernenkov et al., 2021]. В итоге альbedo поверхности снега представляет собой функцию многих переменных с настраиваемыми параметрами

$$\alpha_{sn} = f(r_e, C_{bc}, \coszen, h_{sn}, f_{cloud}), \quad (1.2.1.11)$$

в которой r_e – эффективный радиус снежных кристаллов, C_{bc} – концентрация черного углерода, \coszen – косинус зенитного угла Солнца, h_{sn} – высота снега, f_{cloud} – балл облачности.

Таким образом схема снежного покрова в климатической модели ИВМ РАН-МГУ на данный момент остается однослойной, что оставляет ее на уровне упрощенных схем, однако в ней применяются продвинутое параметризации, что приближает ее к уровню моделей промежуточной сложности. Это подтверждается также успешным тестированием обновленной схемы снежного покрова на данных наблюдений [Chernenkov et al., 2024].

Аналогичный подход реализован в Канадской модели общей циркуляции атмосферы (Canadian ESM). Принципы, заложенные в её блоке деятельного слоя суши CLASS [Verseghy, 1991; Verseghy, 2012], были впоследствии использованы во многих других моделях.

Модель CLASS была создана и остается однослойной. В ней снежный покров считается установившимся в случае, если его средняя толщина превышает 10 см. Также отличительной особенностью модели является широкий учет эффектов изменения характеристик снега со временем с использованием простых эмпирических функций. Значимыми отличиями модели являются однородный

вертикальный профиль плотности снега и учет эффекта «слеживания» снега за счет экспоненциального роста его плотности с течением времени [Verseghy, 1991]:

$$\rho_{sn}(t + \Delta t) = (\rho_{sn}(t) - \rho_{max}) \exp(-F_t) + \rho_{max}, \quad (1.2.1.12)$$

здесь F_t – некоторая функция времени; значения плотности снега ограничены: $\rho_{min} = 100$ кг/м², а максимальное значение плотности снега ρ_{max} зависит от его высоты за счет зависимости [Pomeroy et al., 1998], полученной по результатам измерений в Канадских Прериях [Tabler et al., 1990]:

$$\rho_{max} = 450 - \frac{204.7}{h_{sn}} \left[1 - \exp\left(-\frac{h}{0.673}\right) \right]. \quad (1.2.1.13)$$

Аналогично учитывается не только уплотнение снега, но и постепенное уменьшение альбедо через экспоненциальную функцию от времени:

$$(\alpha_{sn} - \alpha_{sn,min})_t = (\alpha_{sn} - \alpha_{sn,min})_{t-1} \exp(-B\Delta t), \quad (1.2.1.14)$$

при этом при выпадении свежего снега α_{sn} задается равным 0.84, $\alpha_{sn,min}$ считается равным 0.7, либо 0.5 при оттепели; $B = 0.01/3600$ – константа; Δt – величина шага по времени.

Кроме того, теплофизические характеристики задаются, как эмпирические функции от плотности снега [Yen, 1981]:

$$c_{sn} = \frac{c_i \rho_{sn}}{\rho_i}, \quad (1.2.1.15)$$

$$\lambda_{sn} = \lambda_i \left(\frac{\rho_{sn}}{\rho_w} \right)^{1.88}. \quad (1.2.1.16)$$

В этом отношении модель снежного покрова CLASS является физически более полной и в упрощенном виде описывает значительное количество факторов динамики снега, что позволяет ей показывать более высокие результаты воспроизведения характеристик снежной поверхности сравнительно с другими упрощенными схемами [Menard et al., 2021]. Дальнейшее развитие этой модели пошло по пути учета влияния растительности [Bartlett et al., 2006], что выходит за рамки интереса данного исследования.

В оперативной модели ECMWF IFS используется однослойная модель снега *HTESSSEL* [Dutra et al., 2010], основанная на описанных выше подходах [Verseghy,

1991; Douville et al., 1995]. Она была доработана за счет более подробного учета жидкой влаги и распределения кристаллов снега по размерам, что позволило повысить качество воспроизведения процессов в переходные сезоны. В последствии эта модель была развита до уровня промежуточной сложности и стала многоуровневой.

В рамках модели деятельного слоя суши американского агентства *NOAA/NCEP RUC* [Smirnova et al., 2016; Smirnova, Benjamin, 2025] используется отдельная схема учета снежного покрова, которая была включена, в частности, в оперативную модель WRF. Однако в ней используются достаточно упрощенные зависимости и не учитываются многие характеристики снежного покрова, которые перечислены выше, и успешно используются в климатических моделях. В то же время в последние годы модель развивалась, и к настоящему времени осуществлен переход к многоуровневой схеме.

Отдельный интерес представляет блок снежного покрова в модели деятельного слоя суши *SWAP* [Gusev, Nasonova, 1998; Gusev, Nasonova, 2002], разработанный в Институте Водных Проблем РАН и направленный на описание речного стока отдельных бассейнов с использованием данных климатических моделей в качестве форсинга. Это однослойная схема, однако, в отличие от подавляющего большинства моделей снега, в ней применяются не численные, а аналитические решения основных уравнений. Кроме того, в ней используется относительно малое количество параметров, что позволяет упростить и ускорить вычисления.

В тепловом балансе поверхности снежного покрова турбулентные потоки явного и скрытого тепла рассчитываются с использованием теории подобия Монина-Обухова [Зилитинкевич, 1970]. А для альбедо поверхности используется простая зависимость от плотности снега, которая опосредованно учитывает его возраст, зернистость и загрязненность [Гусев, Насонова, 2019]:

$$\alpha_{sn} = a - b(\rho_{sn} - 0.1)^3, \quad (1.2.1.17)$$

где $a = 0.83$ и $b = 22$ – эмпирические коэффициенты, полученные по данным наблюдений. Аналогично для коэффициента теплопроводности и максимальной водоудерживающей способности снега используются эмпирические зависимости от плотности снега.

В водном балансе снежного покрова отдельно учитываются твердые кристаллы и жидкая влага, а уравнения бюджета массы записываются отдельно для каждой фракции. При этом в балансе не учитывается метелевое испарение снега. А его уплотнение происходит аналогично зависимости в уравнении 1.2.1.10.

При однослойной структуре модели и применении простых параметризаций модель снежного покрова SWAP была отмечена в числе лучших по результатам проекта ESM-SnowMIP [Menard et al., 2021] и успешно применяется для воспроизведения климатологии снежного покрова на территории России [Гусев и др., 2023].

Таким образом, в моделях прогноза погоды и Земной системы, как правило, используется одна единственная модель снежного покрова для всей поверхности суши. В её основе лежит уравнение теплопроводности, однако для большинства величин используются простые эмпирические зависимости, включающие в себя коэффициенты без конкретного физического обоснования. Подобный подход может не отражать всего многообразия условий подстилающей поверхности и зачастую ориентирован на воспроизведение снежного покрова равнинных территорий умеренной и арктической зоны. Поэтому на сегодняшний день большинство ведущих моделей снежного покрова переходит от однослойных и упрощенных алгоритмов к схемам промежуточной сложности. При этом моделирование снежного покрова на горных ледниках реализуется с помощью специализированных алгоритмов.

1.2.2. Модели промежуточного уровня

Модели промежуточной сложности могут быть рассмотрены на примере снежного блока модели деятельного слоя суши **SPONSOR** [Шмакин и др., 2009; Турков и др., 2024], разработанного в Институте географии РАН. В ней снежный покров рассматривается как многослойная среда, каждый слой которой характеризуется температурой, массой (водным эквивалентом), толщиной, плотностью, влажностью, фазовым состоянием содержащейся воды, теплоемкостью, теплопроводностью и максимальной водоудерживающей способностью. Также каждый слой характеризуется одним из 10 типов снега с

соответствующими физическими свойствами. Модель описывает эволюцию этих слоев, поэтому их количество и толщина в вертикальной сетке модели могут меняться.

Температура поверхности снега рассчитывается по методу теплового баланса верхнего бесконечно тонкого слоя аналогично с уравнением (1.2.1.2), однако в данном случае учитывается также и количество радиации, проникшей вглубь снега $S(z)$:

$$S(1 - \alpha_{sn}) - S(z) + R + H_s + L_v E_{sn} + B = 0, \quad (1.2.2.1)$$

где R – баланс длинноволновой радиации ($\text{Вт}/\text{м}^2$). Турбулентные потоки явного и скрытого тепла рассчитываются на основе теории подобия Монина-Обухова [Монин, Яглом, 1967], а в общем виде записываются как:

$$H_s = K_t c_p \rho_a (T_s - T_a), \quad (1.2.2.2)$$

$$E_s = K_t \rho_a (q_s - q_a), \quad (1.2.2.3)$$

где K_t – коэффициент турбулентного обмена ($\text{м}^2/\text{с}$); c_p – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении ($\text{Дж}/(\text{кг}\cdot\text{К})$); ρ_a – плотность воздуха ($\text{кг}/\text{м}^3$); T_s – температура поверхности снега (К); T_a – температура воздуха (К); q_s – удельная влажность на поверхности снега ($\text{кг}/\text{кг}$); q_a – удельная влажность воздуха ($\text{кг}/\text{кг}$).

Уравнение теплопроводности также принято одномерным, но оно учитывает процессы фазовых переходов внутри снежной толщи $L_i F_{sn}(z)$ и проникновения коротковолновой солнечной радиации $S(z)$:

$$\rho_{sn} c_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial t} = \lambda_{sn} \frac{\partial^2 T_{sn}}{\partial z^2} + L_i F_{sn}(z) + S(z). \quad (1.2.2.4)$$

Для решения уравнения теплопроводности используется неявная конечно-разностная схема с прогонкой по вертикали.

При этом считается, что интенсивность солнечной радиации в снегу изменяется с глубиной по закону Бугера–Ламберта и зависит от плотности снега:

$$\overline{S(z)} = S \cdot e^{-\beta z}, \quad (1.2.2.5)$$

здесь коэффициент ослабления (м^{-1}) $\beta = \min(65; 0.25\rho_{\text{sn}})$.

Коэффициент теплопроводности снега определяется не только его плотностью ρ_{sn} , но и наличием в снеге воды и льда, а также типа снега [Павлов, 2008]. В текущей версии модели [Турков и др., 2024] для снега плотностью ниже 400 кг/м^3 применяется параметризация [Павлов, 1979] с учетом влияния диффузии водяного пара в снежной толще через теплопроводность снега при температуре меньше $-25 \text{ }^\circ\text{C}$ ($\overline{\lambda_{\text{sn,d}}}$) и коэффициент влияния диффузии K_p :

$$\overline{\lambda_{\text{sn}}} = \overline{\lambda_{\text{sn,d}}} K_p, \quad (1.2.2.6)$$

$$\overline{\lambda_{\text{sn,d}}} = 0.035 + 0.353 \cdot 10^{-3} \rho_{\text{sn}} - 0.206 \cdot 10^{-6} \rho_{\text{sn}}^2 + 2.62 \rho_{\text{sn}}^3, \quad (1.2.2.7)$$

$$K_p = 1 + 1.18 \exp(0.15 \cdot T_{\text{sn}}), \quad (1.2.2.8)$$

Для плотности снега более 400 кг/м^3 [Осокин и др., 2017], учитывающая зависимость коэффициента теплопроводности только от плотности:

$$\overline{\lambda_{\text{sn}}} = 9.165 \cdot 10^{-2} - 3.814 \cdot 10^{-4} \rho_{\text{sn}} + 2.905 \cdot 10^{-6} \rho_{\text{sn}}^2, \quad (1.2.2.9)$$

Для глубинной изморози приведенные зависимости не выполняются, поэтому было учтено влияние температуры соответствующего снежного слоя $\overline{T_{\text{sn,C}}}$ в $^\circ\text{C}$ [Sturm et al., 1997]:

$$\overline{\lambda_{\text{sn}}} = \lambda_{\text{dry}} + \frac{51.8}{(T_{\text{sn,C}} - 27.8)^2 + 211.2}, \quad (1.2.2.10)$$

где $\lambda_{\text{dry}} = 0.067 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ – коэффициент теплопроводности свежеснеговывающего сухого снега.

В данной модели особое внимание уделяется процессам уплотнения снега. Считается, что образование нового слоя снега происходит при твердых осадках интенсивностью от 0.1 мм/сут . Далее отдельно выделяются процессы вязкого и ветрового уплотнения. Вязкое уплотнение рассчитывается согласно подходу [Kominami et al., 1998]: через компрессионную вязкость уточняется толщина и плотность снежного слоя на каждом шаге по времени. Ветровое уплотнение

считается значительным при скоростях ветра более 7 м/с и определяется постоянным значением в 9 кг/(м³·ч) [Дюнин, 1963; Pomerooy et al., 1998].

В ранней версии модели снижение альbedo снежного покрова в зависимости от возраста верхнего слоя снега τ_{sn} учитывалось, согласно работе [Dickinson et al., 1986], следующим образом:

$$\alpha_{sn} = \left(1 - 0.2 \frac{\tau_{sn}}{1 + \tau_{sn}}\right) \alpha_{sn,new} \quad (1.2.2.11)$$

где $\alpha_{sn,new} = 0.9$ – альbedo свежеснегавшего снега. Для талого снега α_{sn} принимается равным 0.55. В текущей версии была разработана новая авторская схема снежного покрова, подробно описанная в параграфе 3.3.

Процесс таяния снега в модели реализуется в поверхностном слое при условии, что температура поверхности снега становится равной 0 °С. Причем учитывается вклад в таяние «излишка» тепла на поверхности после достижения нулевой температуры $E_{T=0}$, приток тепла за счет охлаждения жидких осадков E_{prec} и сумма потоков тепла из уравнений баланса каждого слоя $\sum E_{melt}(z)$:

$$E_{melt} = E_{T=0} + E_{prec} + \sum E_{melt}(z). \quad (1.2.2.9)$$

При появлении жидкой влаги у поверхности начинается её инфильтрация вглубь снежного покрова. Этот процесс регулируется максимальной влагоудерживающей способностью каждого слоя снега, составляющей от 8 до 15% от массы слоя [Кузьмин, 1957]. При превышении порога влажности, соответствующей данному типу снега, вода просачивается на нижележащий уровень за вычетом части, ушедшей на насыщение данного слоя. В случае остатка жидкой влаги в самом нижнем слое излишек поступает в подстилающую поверхность. При этом считается, что в каждом слое вода находится либо в жидкой, либо в твердой фазе в зависимости от температуры слоя относительно 0 °С и наличия запаса тепла на таяние при положительных значениях температуры слоя. Возникновение источника тепла учитывается в уравнении (1.2.2.4).

В качестве граничных условий на каждом шаге по времени задается набор метеорологических величин (нисходящая коротковолновая и длинноволновая

радиация, интенсивность жидких и твердых осадков, температура и влажность воздуха, скорость ветра и атмосферное давление на уровне станции). На каждом шаге по времени выдаются значения температуры и компонент радиационного и теплового баланса поверхности снега, значения температуры, плотности, водного эквивалента, содержания жидкой воды и присвоенный тип снега для каждого слоя вертикальной расчетной сетки, интенсивность испарения и метелевой сублимации, альbedo поверхности и высота снежного покрова. Это делает модель SPONSOR инструментом решения как прикладных, так и исследовательских задач. Шаг модели может выбираться различным, однако как правило составляет 1 час.

Таким образом, модель промежуточной сложности SPONSOR позволяет воспроизводить формирование и сезонную эволюцию слоистой структуры снежного покрова. Это позволяет учесть основные физические процессы тепловлагодпереноса в снеге, избегая описания молекулярно-кристаллических особенностей снега и сложного набора входных параметров. При этом она достаточно экономична в плане вычислительных ресурсов, но является физически более полной по сравнению с упрощенными моделями.

Несколько иной подход с точки зрения вертикальной сетки применяется в обновленном блоке снежного покрова модели *HTESSSEL-ML* [Arduini et al., 2019], применяемой в прогностической модели ECMWF IFS. Схема является многоуровневой и, в отличие от модели SPONSOR, не рассматривает эволюцию отдельных слоев. Вместо этого на каждом шаге по времени задается сетка модели с определенным количеством уровней от 1 при тонком снеге и до 5 при большой высоте снежного покрова. Причем это осуществляется таким образом, что верхние уровни и самый нижний уровень выбираются достаточно тонкими (Рис. 1.2.2.1) для более подробного описания взаимодействия с атмосферой и почвой соответственно, а средний уровень отвечает за аккумуляцию снега.

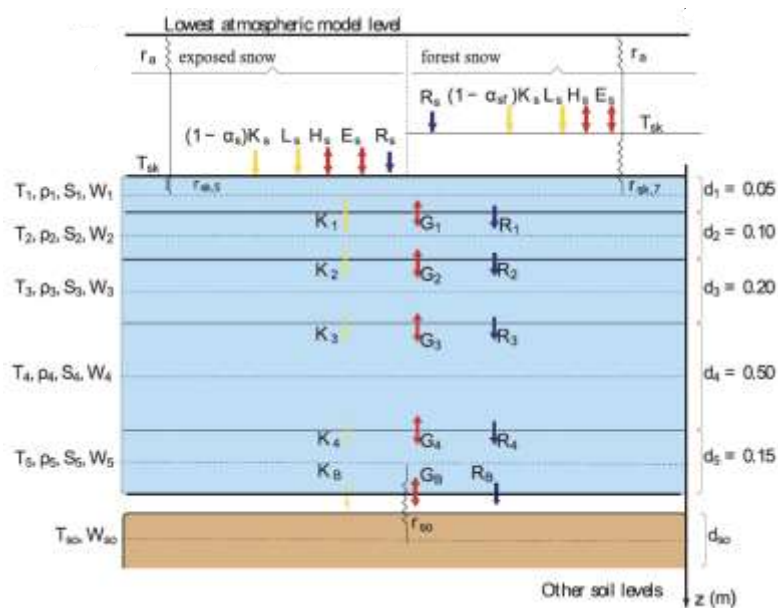


Рисунок 1.2.2.1. Схема вертикальной многоуровневой сетки модели снежного покрова HTESSEL-ML [Arduini et al., 2019].

Аналогичный подход применяется в снежном блоке модели деятельного слоя суши французского метеорологического агентства Meteo-France **SURFEX-ISBA** [Decharme et al., 2019], который построен на принципах, заложенных в [Douville et al. 1995; Boone, Etchevers, 2001]. На данный момент в модели задается 12 уровней по вертикали, толщина которых рассчитывается в зависимости от высоты снега таким образом, что верхние и нижние 4 уровня более тонкие, а основная масса снега сконцентрирована в 4 средних уровнях. Многоуровневая схема моделей ISBA и HTESSEL-ML позволяет более подробно описывать инфильтрацию жидкой влаги вглубь снежного покрова и учитывать ее повторное замерзание с помощью метода резервуаров («bucket-type»), не прибегая к более явному описанию процесса диффузии.

Кроме того, модель ISBA включает в себя более продвинутые параметризации: изменение плотности снега происходит как за счет гравитационного, так и за счет ветрового уплотнения [Brun et al., 1997], а для оценки альбедо и поглощения солнечной радиации в толще снега используется разделение по спектру [Brun et al., 1992]. Наличие этих параметризаций ставит данную модель в ряд ведущих с точки зрения подробности описания физических процессов в снежном покрове при невысоких вычислительных затратах.

Также отдельный интерес в рамках данного исследования представляет модель *Noah-MP* [Yang, Niu, 2003; Niu et al., 2011], которая на первом этапе была внедрена в глобальную гляциологическую модель IGRICE [Toropov et. al., 2025]. Данная модель была создана для климатического и оперативного прогноза погоды американского центра NCEP, а также использовалась в мезомасштабной модели WRF.

В данной схеме используется от 1 до 3 уровней по вертикали таким образом, что при достаточно тонком снежном покрове (от 0.04 до 0.05 м) используется только один слой, при превышении этого значения снежный покров разделяется на 2 уровня, а при превышении 0.15 м к ним добавляется третий слой. При этом верхний слой снега всегда остается наиболее тонким (0.05 м) для более точного расчета потоков на поверхности. Если высота снежного покрова не достигает даже 0.04 м, то снег комбинируется с поверхностью почвы.

Уравнение теплопроводности решается с помощью неявной схемы сквозь все слои снега и почвы. Для расчета инфильтрации жидкой влаги, появившейся в результате таяния на поверхности, используется метод резервуаров, однако для максимальной водоудерживающей способности используется фиксированное значение, равное $0.03 \text{ м}^3/\text{м}^3$, что ограничивает вариативность таяния в модели. Уплотнение снега описывается классической эмпирической зависимостью [Anderson, 1976], представленной в уравнении 1.2.1.10. В качестве параметризации альbedo снежной поверхности доступен вариант с упрощенной экспоненциальной зависимостью от времени, используемой в модели CLASS [Verseghy, 1991] (уравнение 1.2.1.15), и спектральной зависимостью из модели BATS [Yang et al., 1997]. Проникновение солнечной радиации в снежную толщу, метелевая сублимация, диффузия водяного пара в снеге и другие специфические процессы в данной модели не рассматриваются.

Можно говорить, что модель Noah-MP формально относится к моделям промежуточной сложности ввиду многоуровневой по вертикали схемы расчета, однако с точки зрения набора учитываемых физических процессов и выбора параметризаций модель остается на уровне упрощенных.

1.2.3. Детальные модели снежного покрова

В детальных моделях снежный покров представлен, как пористая среда., Эти алгоритмы предназначены для подробного описания слоистой структуры снежного покрова и микроструктуры кристаллов снега. С прикладной точки зрения настолько подробные модели были разработаны для предупреждения лавинных угроз, где наиболее важным является определение стратиграфии снега и определение слоев глубинной изморози. Наиболее известными являются модели SNOWPACK [Bartelt, Lehning, 2002] и Crocus [Vionnet et al., 2012], используемые системами безопасности во Французских и Швейцарских Альпах [Rousselot et al., 2010].

Для задач прогнозирования лавин в модели физики снежного покрова SNOWPACK делается упор на подробное описание макро- и микроскопических параметров каждого слоя (Рис. 1.2.3.1). К макроскопическим относят плотность снега, содержание влаги и температуру; к микроскопическим – размер и форму снежных кристаллов и характер их связности. При этом толщина слоев для всего снежного покрова не задается некоторой выбранной константой, а определяется, как и количество слоев в вертикальном профиле, в зависимости от особенностей набора указанных выше параметров и их эволюцией.

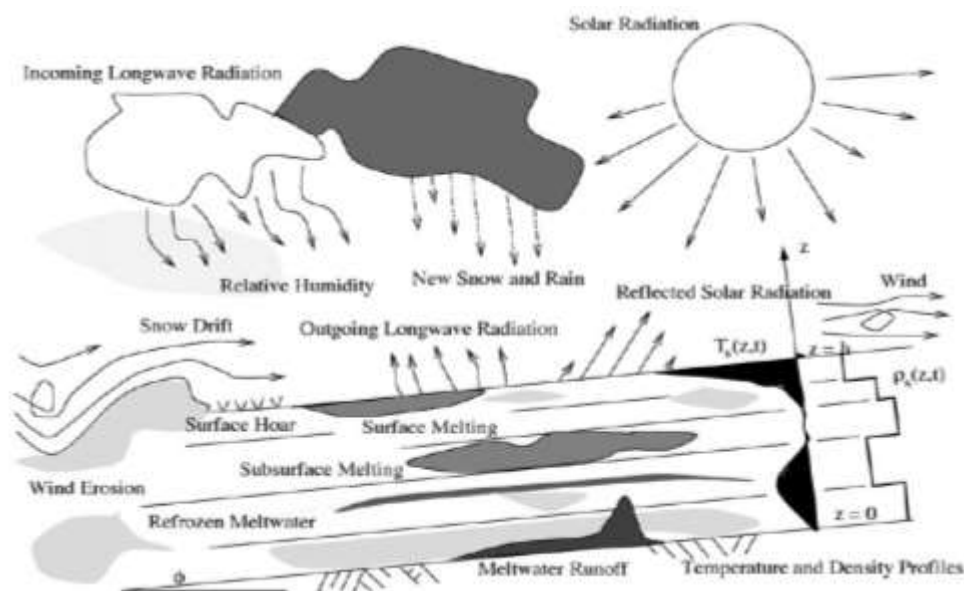


Рисунок 1.2.3.1. Схема описываемых физических процессов в снежном покрове в модели SNOWPACK [Bartelt, Lehning, 2002].

Считается, что снежный покров представляет собой трехфазную среду. В таком случае для каждого слоя задается относительное объемное содержание льда θ_i , жидкой влаги θ_w и воздуха θ_a , которые определяют макроскопические величины. Например, для плотности снега:

$$\rho_{sn} = \rho_i \theta_i + \rho_w \theta_w + \rho_a \theta_a, \quad (1.2.3.1)$$

где ρ_i, ρ_w, ρ_a – постоянные значения плотности льда, жидкой влаги и воздуха соответственно (в кг/м³).

Уравнение теплопроводности в модели также имеет одномерный вид, однако, помимо факторов, учтенных в других подходах, принимается во внимание также и сублимация водяного пара в толще снега Q_{wv} :

$$\rho_{sn} c_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial t} = \lambda_{sn} \frac{\partial^2 T_{sn}}{\partial z^2} + L_i F_{sn}(z) + S(z) + Q_{wv}(z). \quad (1.2.3.2)$$

Для коэффициента теплопроводности λ_{sn} используется эмпирическая микроструктурная зависимость, построенная на основе [Adams, Sato, 1993]. В данном случае учитывается объемное содержание различных фаз воды, размеры частичек льда и параметры порового пространства снега, а также вводится поправка на кондуктивный теплообмен между кристаллами льда [Lehning et al., 2002a].

При этом в модели SNOWPACK мало внимания уделяется процессам на поверхности снега. Так, значение температуры поверхности снега T_s рассчитывается не из уравнения теплового баланса, а пересчитывается по логарифмическому профилю из температуры воздуха. Альbedo снега является эмпирической функцией от набора параметров атмосферы и снежного покрова, таких как температура и относительная влажность воздуха, скорость ветра, плотность снега, форма и размер кристаллов и т.д. Подробное описание проникновения и ослабления солнечной радиации в снежном покрове, а также особенностей определения теплового баланса поверхности в модели приведено в [Lehning et al., 2002b].

Также в модели принято, что значение температуры поверхности снега не может превышать 0 °С. При достижении этого значения и положительном потоке

тепла в снег реализуется процесс таяния, а его интенсивность определяется расчетной температурой поверхности снега T_s' . Тогда изменение количества воды и льда при таянии может быть записано в терминах объемного содержания следующим образом:

$$\Delta\theta_w = \frac{c_i \rho_i \theta_i T_s'}{L_i \rho_w}, \quad (1.2.3.3)$$

$$\Delta\theta_i = \frac{\rho_w \Delta\theta_w}{\rho_i}. \quad (1.2.3.4)$$

Отсюда количество тепла, затраченного на фазовые переходы на всех расчетных уровнях, будет определяться, как:

$$F_{sn} = \rho_i \Delta\theta_i. \quad (1.2.3.5)$$

Подобная расчетная схема введена также и для сублимации водяного пара в поровом пространстве снега Q_{wv} . Однако в этом случае в качестве опорной величины, при которой начинает развиваться процесс, выбирается давление насыщения в порах.

Перенос жидкой влаги внутри снежного покрова осуществляется на основе балансового уравнения:

$$\frac{\partial\theta_w}{\partial t} - \frac{\partial J_w}{\partial z} = M_{pc}, \quad (1.2.3.6)$$

где J_w – скорость инфильтрации воды на единицу площади, а член уравнения M_{pc} определяется таянием у поверхности и повторным замерзанием жидкой воды на глубинах на основе уравнений (1.2.3.3, 1.2.3.4). Скорость инфильтрации определяется по закону Дарси градиентом напора жидкой влаги $\frac{\partial p}{\partial z}$:

$$J_w = D_w \frac{\partial p}{\partial z}, \quad (1.2.3.7)$$

здесь D_w – коэффициент фильтрации.

Также в модели реализуется уравнение диффузии водяного пара, которое основано на законе Дальтона для сухого воздуха и водяного пара. С учетом возможности сублимации в порах снега данное уравнение принимает вид:

$$\theta_a \frac{\partial p_w}{\partial t} + \theta_a \frac{\partial J_{wv}}{\partial z} = M_{wv}, \quad (1.2.3.8)$$

где p_w – парциальное давление водяного пара, M_{wv} – масса сублимированного вещества, а скорость диффузии водяного пара J_{wv} определяется на основе закона Фика:

$$J_{wv} = -D_{vw} \left(\frac{\partial p_v}{\partial z} - F(T_{sn}) \right), \quad (1.2.3.9)$$

где D_{vw} – коэффициент диффузии водяного пара; функция $F(T_{sn})$ была введена для учета температурного градиента, который определяет диффузию водяного пара в порах снега даже при отсутствии градиентов его концентрации.

Для твердой фазы вещества снежного покрова записывается одномерное уравнение напряжений, которое является одним из определяющих в модели, поскольку выражает возможность срыва снежной массы:

$$\frac{\partial \sigma_{sn}}{\partial z} + \rho_{sn} g \cdot \cos \varphi = 0, \quad (1.2.3.10)$$

в котором σ_{sn} – напряжение по нормали к склону, $g \approx 9.8 \text{ м/с}^2$ – ускорение свободного падения, φ – угол наклона склона. Данное уравнение рассматривается для каждого слоя снежного покрова с учетом влияния вышележащих слоев. А в случае нарушения приведенного баланса с учетом вязких и упругих напряжений возможно скатывание части снежного покрова со склона.

В качестве начальных условий для реализации численного эксперимента необходимы сведения о вертикальном распределении температуры и плотности снега, в качестве граничных условий на поверхности используются данные метеорологических наблюдений.

Таким образом, данный класс моделей является наиболее содержательным с точки зрения описания физики снежного покрова. Уравнения моделей

основываются на фундаментальных физических законах с минимальным применением упрощений и эмпирических параметризаций. Это позволяет производить подробные, физически обоснованные исследования влияния климатических изменений на снежный покров [Martin et al., 1997; Rasmus et al., 2004] и речной сток [Braun et al., 1994; Bavay et al., 2009] в горных и равнинных регионах. Но в то же время сложность построения модели и получения точных начальных условий, а также высокие затраты компьютерного времени являются существенным ограничением для применения детальных моделей снежного покрова на региональном и глобальном масштабе [Brun et al., 1997].

В то же время модель снежного покрова SNOWPACK применяется для решения исследовательских и прогностических задач на локальном и региональном уровне. Например, как часть модели деятельного слоя для горных районов ALPINE3D [Lehning et al., 2006], применяемой для оценки снежного покрова и речного стока отдельных бассейнов в Альпах [Bavay et al., 2009; Brauchli et al., 2017]. Или в качестве снежного модуля для мезомасштабной атмосферной модели WRF для исследования метелевого переноса в Антарктиде и Альпах [Sharma et al., 2023].

1.3. Совмещенные модели снежного покрова и баланса массы ледника

Для полноценного модельного описания тепловлагопереноса и баланса массы ледников используются различные сочетания описанных выше подходов. Наиболее применимыми являются многоуровневые модели, сочетающие принцип восстановления теплового баланса поверхности со схемами расчета микроструктурной физики ледника. К таковым относятся модели COSIMA [Huinjes et al., 2015b] и COSIPY [Sauter et al., 2020]. Основными их целями является создание постоянно поддерживающегося модельного ресурса с применением актуальных параметризаций и набором версий для различных задач. При этом модель COSIPY является открытой и создана на языке программирования *Python* для повышения доступности для пользователя.

За основу COSIPY взята модель микрофизики снежного покрова SNOWPACK [Bartelt, Lehning, 2002], описанная в (1.2.3). Однако в целях

упрощения схемы в уравнении теплопроводности сублимация водяного пара в толще снежного и ледового покрова не рассматривается. Кроме того, введен ряд опций, позволяющих использовать упрощенные параметризации характеристик среды. Например, для коэффициента теплопроводности вместо эмпирической микроструктурной зависимости [Adams, Sato, 1993] может применяться функция плотности [Huinjes et al., 2015a]:

$$\lambda = 0.021 + 2.5(\rho/1000)^2. \quad (1.3.1)$$

Параметризация альbedo поверхности ледника [Oerlemans, Knap, 1998] учитывает перекристаллизацию снега в фирн и изменение отражательной способности снега со временем:

$$\alpha_{sn} = \alpha_f + (\alpha_{sn,new} - \alpha_f) \exp\left(-\frac{S}{\tau}\right), \quad (1.3.2)$$

где $\alpha_{sn,new}$ – альbedo свежего снега, α_f – альbedo фирна, τ – скорость изменения альbedo от свежего снега до фирна (дни), S – время после последнего снегопада (дни). В то же время при достаточно малой толщине снега в модели используется аналогичная зависимость с учетом альbedo открытой ледовой поверхности α_i :

$$\alpha = \alpha_{sn} + (\alpha_i - \alpha_{sn}) \exp\left(-\frac{h}{d^*}\right), \quad (1.3.3)$$

в которой h – высота снежного покрова, d^* – характерный масштаб глубины снежного покрова.

Поскольку коротковолновая радиация может проникать в толщу льда и снега на глубину до нескольких сантиметров [Bintanja, Van Den Broeke, 1995], по закону Бугера-Ламберта на каждом из приповерхностных уровней вычисляется поглощение поступающей радиации аналогично уравнению (1.2.2.5). Однако при этом в качестве коэффициента пропорциональности вводится доля поглощенного излучения λ_r :

$$S(z) = \lambda_r \cdot S \cdot e^{-\beta z}. \quad (1.3.4)$$

Принимается, что для снега $\lambda_r=0.8$ и $\beta=17.1$, для льда $\lambda_r=0.9$ и $\beta=2.5$.

Воспроизведение турбулентных потоков явного и скрытого тепла осуществляется на основе [Stull, 1988]:

$$\overline{H_s} = c_p \rho_a C_H u (T_s - T_a), \quad (1.3.5)$$

$$\overline{E_s} = \rho_a C_E u (q_s - q_a), \quad (1.3.6)$$

где u – скорость приземного ветра на высоте изменения (м/с), C_H – безразмерное число Стэнтона, C_E – безразмерное число Дальтона; прочие обозначения были приведены к уравнениям (1.2.2.2, 1.2.2.3). При этом для уточнения параметров турбулентности в условиях стратифицированной атмосферы в модели существуют две опции: использование объемного числа Ричардсона и теории подобия Монино-Обухова.

Увеличение со временем плотности снежного покрова реализовано по аналогии с моделью SNOWPACK с учетом массы вышележащего снега и вязкости среды.

В качестве начальных условий в модели COSIPY используются данные о толщине снежного покрова (или водном эквиваленте слоя) и температуры поверхности. Граничные условия обеспечиваются метеорологическими данными в формате NetCDF, среди которых: атмосферное давление, температура воздуха, балл облачности, относительная влажность воздуха, нисходящая суммарная радиация, количество выпавших осадков и скорость ветра. Опционально могут подаваться данные о снеговых осадках и нисходящем длинноволновом излучении.

1.4. Выбор подхода к моделированию снежного покрова для задач гляцио-климатологии

Сравнение моделей снежного покрова в условиях горных и равнинных территорий [Krinner et al., 2018] показывает существенные различия между подходами. К тому же одни и те же модели имеют различную степень ошибок в зимний и весенний период. Однако при этом наиболее достоверные результаты были продемонстрированы моделями всех трех уровней сложности, что указывает на отсутствие строгой зависимости качества моделирования снежного покрова от детальности выбранного подхода.

В то же время результаты, полученные для снежного покрова горных районов [Boone, Etchevers, 2001; Menard et al., 2021], демонстрируют значительные различия в качестве моделирования. Особенно это касается схода и установления снежного покрова в переходные сезоны, когда возрастает роль инфильтрации жидкой воды и ее замерзания в снежной толще. Аналогичные выводы были сделаны при усовершенствовании известных моделей снежного покрова и повышения их физической полноты [Burke et al., 2013; Decharme et al., 2016; Arduini et al., 2019], что особенно актуально для описания процесса таяния снега. Использование модели промежуточной сложности позволяет существенно уточнить значения плотности, высоты снега, а также учесть эффекты его уплотнения и метаморфизма, сохраняя при этом точность описания физических процессов.

При этом затраты компьютерного времени при применении моделей промежуточной сложности возрастают менее чем в 2 раза по сравнению с упрощенными схемами, в то время как при реализации моделей физики снежного покрова потребуется уже в 5–10 раз больше компьютерных ресурсов [Boone, Etchevers, 2001]. Однако данный класс моделей в значительно большей степени чувствителен к точности определения в ней параметров снега и атмосферного форсинга, поэтому они прежде всего ориентированы на решение локальных задач. При отсутствии качественных данных наблюдений и дополнения данными снежных шурфов детальные модели снежного покрова абсолютно не гарантируют высокого качества результатов, как было показано, например, для полигонов SnowMIP [Menard et al., 2021] и расчетами для ледников Камчатки [Sushintsev et al., 2025].

Резюмируя анализ подходов к моделированию снежного покрова, который был представлен в данном параграфе, можно сделать вывод, что **для учета снежного покрова на поверхности горного ледника наиболее перспективным является класс моделей промежуточной сложности.** Полнота описания физических процессов в снеге сочетается с экономичностью использования вычислительных ресурсов, что делает данный подход доступным для задач прогноза климата и внедрения в модели Земной системы.

Примером доступной модели этого класса является блок снежного покрова в модели LSM SPONSOR [Шмакин и др., 2009; Турков и др., 2024], созданный и развивающийся в Институте географии РАН. В то же время модель SPONSOR прежде всего рассчитана на описание снежного покрова в условиях равнинного типа. В случае горного оледенения значительное влияние на пространственное распределение и динамику снежного покрова могут оказывать специфические факторы, такие как интенсивный метелевый перенос, сублимация ледяных кристаллов при метелях, а также взаимодействие с подстилающей поверхностью в виде ледово-фирновой толщи. Исследования для Антарктиды [Bintanja, 2001] и Кавказа [Drozdov et al., 2022] показали, что при сильных метелях и скоростях ветра более 10 м/с, данный процесс может оказывать вклад, сравнимый с потоками явного и скрытого тепла. Кроме того, сублимация является существенной составляющей баланса массы ледника, удаляя более 10% годовой суммы осадков [Bintanja, 1995; Thiery et al., 2012]. Таким образом, для моделирования снежного покрова в горах оказывается необходим подробный учет скорости сублимации кристаллов над ледовой поверхностью (более подробно это показано в параграфе 2.4).

При этом внедрение новых алгоритмов в существующие модели снежного покрова, например в модель SPONSOR, довольно затруднительно с технической точки зрения. К тому же модель SPONSOR подробно рассматривает эволюцию отдельных слоев снежного покрова, что приводит к более высоким вычислительным затратам, чем это необходимо для параметризации горного оледенения. Поэтому в рамках реализации цели исследования модель деятельного слоя SPONSOR требует отделения снежного блока, переработки и упрощения, что, с учетом отсутствия полного описания программного алгоритма, является существенным ограничением для ее применения в качестве блока гляциологической модели IGRICE.

Поэтому для задач оценки динамики снежного покрова горных ледниках на многолетнем масштабе целесообразно создание новой модели снежного покрова промежуточной сложности, в которой особую значимость имеют процессы, характерные для высокогорных условий. Подбор достаточной комплексности и оптимальной структуры модели позволяет сделать затраты компьютерных ресурсов

для её реализации достаточно низкими и рассчитывать на её использование, как части полной модели динамики горного оледенения, для прогноза на климатическом временном масштабе.

На основе представленных в этой главе результатов было сформулировано первое защищаемое положение: **Для описания снежного покрова на горных ледниках существенным является подробный учет в моделях процессов ветрового уплотнения снега, метелевой сублимации, проникновения солнечной радиации и замерзания жидкой влаги в снежной толще**

Глава 2. Особенности снежного покрова в горах на примере Эльбруса

2.1. Район исследований

Эльбрус является крупнейшим очагом оледенения в России, занимая около 20 % всего оледенения Кавказа по площади и объему [Ледники ..., 2020]. Ледники южной его части охватывают максимальное разнообразие условий горно-ледникового района Кавказа в высотном диапазоне более двух километров (3200 – 5500 м.н.у.м.). В качестве типичного объекта для проведения гляцио-климатических исследований в данном районе был выбран ледник Гарабаши, что, с одной стороны, обусловлено его логистическим удобством (близость УНБ МГУ в Азау, наличие канатной дороги, и в целом чрезвычайно развитая инфраструктура для высокогорного района) и наличием рядов ежегодных масс-балансовых наблюдений – с другой. Кроме того, этот ледник с 2018 г. входит в Международную гляциологическую сеть [WGMS ..., 2021]. Стоит отметить, что регион Большого Кавказа характеризуется существенной скоростью деградации оледенения: средняя величина тренда площади оледенения составляет здесь - 1%/год [Tielidze, Wheate, 2018].

При этом на Кавказе метеорологические станции регулярной сети Росгидромета расположены преимущественно в предгорной зоне, а выше 2000 м над у.м. функционируют лишь станции Сулак высокогорная (Республика Дагестан), Шаджатмаз (Ставропольский край) и Терскол (Республика Кабардино-Балкария) [Торопов *et al.*, 2019]. Поскольку ледник Гарабаши находится в непосредственной близости от метеостанции Терскол, то в многочисленных исследованиях данные этой станции активно привлекались для интерпретации гляциологических результатов [Роттаева *и др.*, 2019; Олейников *и др.*, 2019; Куксова *и др.*, 2021]. Вместе с тем, многими исследователями, в том числе и по району Эльбруса, показывалось, что в условиях сложного рельефа далеко не всегда можно экстраполировать результаты даже близко расположенной метеостанции на какой-либо высотный уровень, что особенно касается осадков [Barry, 2008; Торопов *и др.*, 2022].

Однако в большинстве высокогорных районов, и в особенности поверхностях горных ледников продолжительные ряды наблюдений отсутствуют. На территории России наиболее обеспеченными данными метеорологических и гляциологических измерений являются именно южные склоны Эльбруса, где первые метеорологические измерения начались еще в 1934–1935 гг. [Баранов, Покровская, 1936], а в рамках Международного геофизического года (1957–1959 гг.) стартовали пусть эпизодические, но уже полноценные комплексные наблюдения вдоль всего южного склона вплоть до высоты 5200 м над у.м. [Волошина, 1968]. Регулярные автоматические наблюдения на ледниках Приэльбрусья стартовали в 2007–2013 гг. [Rets et al., 2019; Ледники ..., 2020], но также проводились только в летние месяцы в зонах абляции ледников, и не выше 3850 м над у.м.

При этом развитие и полноценная верификация гляциологических и гидрологических моделей предполагает наличие натуральных данных высокого качества, полученных непосредственно на поверхностях горных ледников за максимально длительный промежуток времени [Дроздов и др., 2023]. Поэтому определяющей частью исследования стала организация серии полевых экспедиций, в ходе которых были получены данные метеорологических наблюдений в областях аккумуляции и абляции ледника Гарабаши на южном склоне горы Эльбрус (Рис. 2.1.1).

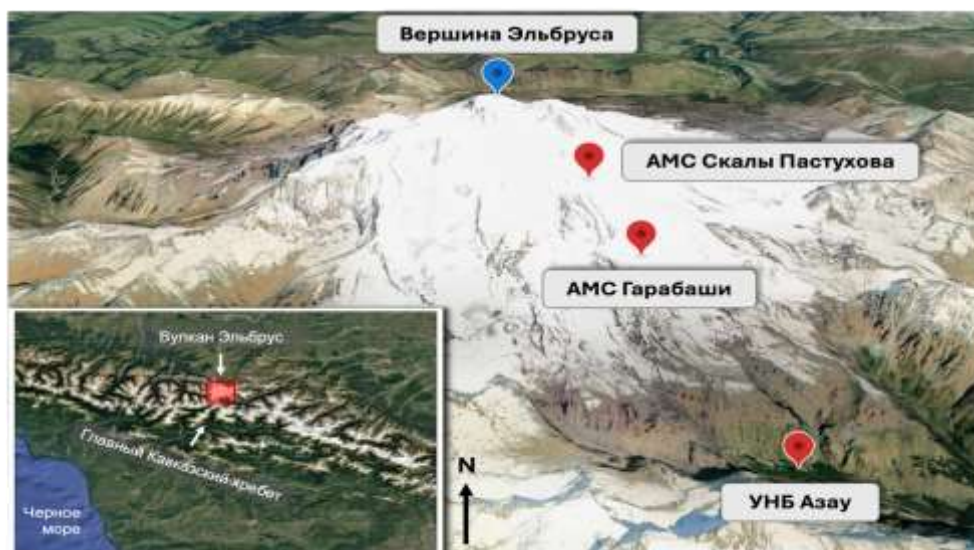


Рисунок 2.1.1. Место проведения экспедиций и точки установки оборудования на Эльбрусе (при использовании космического снимка Google Earth).

2.2. Периодические измерения метеорологических параметров

На начальном этапе исследования были организованы эпизодические измерения на Эльбрусе, которые проводились в основном в летний период. Однако данной работе будут обсуждаться *результаты отдельных измерительных кампаний в сезоны аккумуляции ледника Гарабаши на высоте 3870 м над уровнем моря:*

- с 28 января по 5 февраля 2020 года,
- с 27 января по 24 февраля 2022 года.

В ходе полуавтономных измерений были получены данные о температуре и влажности воздуха, атмосферном давлении, скорости и направлении ветра, потоках солнечной радиации, величине метелевого переноса, плотности и температуре снежного покрова. Площадка для измерений представляла собой полигон на поверхности ледника Гарабаши площадью около 400 м², в центре которого располагалось оборудование. На расстоянии 10 м вокруг располагались снегомерные рейки для измерения относительной высоты снежного покрова. Во всех экспедициях использовалась схожая приборная база (Рис. 2.2.1), а именно:

- акустический метелемер ISAW FlowCapt FC4 7 [isaw-products.com], позволивший получить данные о скорости ветра на уровне 1 метр над поверхностью, мгновенной и средней интенсивности потока ледяных кристаллов (величине метелевого переноса) в приповерхностном слое толщиной 1 метр;
- автоматические метеостанции Davis [davisinstruments.com] и HOBO [onsetcomp.com] для измерения температуры воздуха, скорости и направления ветра, относительной влажности воздуха;
- высокочастотная запись трёх компонент скорости ветра на высоте 2 метра осуществлялась с помощью акустического анемометра Gill Windmaster [gillinstruments.com]. Прибор позволяет получать данные с частотой 20 Гц, с помощью которых на основе метода турбулентных пульсаций (eddy covariance) можно получить значения потоков импульса и явного тепла;

- компоненты радиационного баланса были получены по данным балансомеров Hukseflux NR01 [hukseflux.com] и Kipp&Zonen CNR1 [kippzonen.com], установленных на уровне 1 метра над поверхностью;
- обеспечение работы автоматического комплекса было реализовано на базе оборудования автоматической метеостанции Campbell [campbellsci.com];
- датчики TinyTag и iButton, а также термометрическая коса Geoprecision, забуренная в снежно-ледовую толщу, использовались для измерения температуры снежного покрова. Термокоса позволяет получить подробные данные о температурном режиме приповерхностной толщи ледника Гарабаши до глубины 350 см с шагом 20 см по пространству;
- высокочастотный оптико-акустический газоанализатор Campbell Irgason [campbellsci.com], который позволяет восстанавливать значения турбулентного потока водяного пара над поверхностью. Однако его применение может быть некорректным в условиях сильных метелей, поэтому интерпретация результатов измерений по данному прибору требует дальнейшего уточнения.

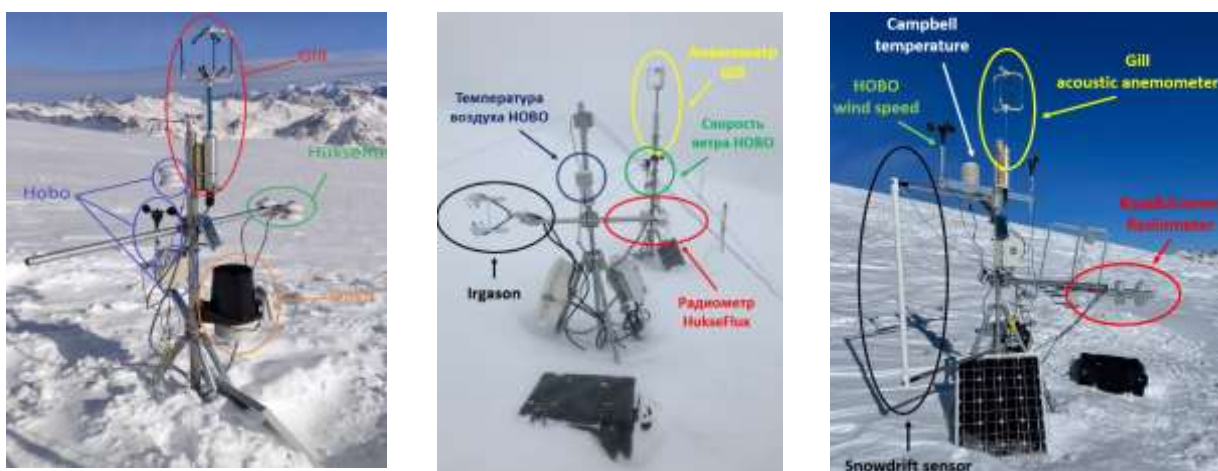


Рисунок 2.2.1. Измерительный комплекс в области абляции ледника Гарабаши в 2020 (слева), 2021 (в центре) и 2022 (справа) годах.

Дискретность измерений по всем датчикам, кроме измерений в снежной толще, была выбрана равной 1 минуте. Запись значений температуры по всем датчикам в снежной покрове производилась раз час. Акустический анемометр Gill и газоанализатор Irgason позволяют получать данные с частотой 20 Гц. Прирост снежного покрова по снегомерным рейкам оценивался вручную ежедневно за исключением дней с неблагоприятными погодными условиями.

Также в день установки оборудования проводилось **шурфование** снежного покрова ледника, что позволило получить сведения о начальном вертикальном распределении плотности и водного эквивалента снега.

Однако в различные годы существовали незначительные различия в оцениваемых метеорологических параметрах и приборной базе для их фиксации, подробно приведенные в таблице 2.2.1. Так, в ходе зимней экспедиции 2020 года проводились градиентные измерения температуры и влажности воздуха по АМС НОВО и Davis, расположенных на высотах 1 м и 0.5 м соответственно. Для измерения температуры снежного покрова использовались датчики TinyTag на глубинах 15 и 30 см, а плотность снега не определялась.

Таблица 2.2.1. Измеряемые в ходе экспедиций метеорологические параметры и используемые приборы.

Метеорологический параметр	2020 год	2021 год	2022 год
Компоненты радиационного баланса	Hukseflux	Hukseflux	Kipp&Zonen
Атмосферное давление	Davis	–	Campbell
Скорость ветра	НОВО	НОВО	НОВО
Температура и влажность воздуха	НОВО, Davis	НОВО	НОВО, Vaisala
Пульсации скорости ветра	Gill	Gill	–
Метелевый перенос	FlowCapt FC4	–	FlowCapt FC4
Газоанализатор	–	Irgason	–
Температура снежной толщи (глубина / шаг)	TinyTag (15, 30 см)	Geoprecision (до 350 см / 20 см)	iButton (до 30 см / 10 см)
Плотность снега (глубина)	–	(до 100 см / 20 см)	(до 80 см / 10 см)

В 2021 году по техническим причинам отсутствовали измерения атмосферного давления и метелевого переноса. В то же время отличительными особенностями этого этапа полевых работ стало использование газоанализатора Irgason на уровне 1 м над поверхностью, а также термоксы Geoprecision. Мощность снежного покрова во время экспедиции составляла порядка 100 см, поэтому шурфирование проводилось до этой глубины с шагом 20 см, а использование термоксы позволило определить не только термический режим снега, но и верхней части ледника. В то же время градиентные измерения не проводились.

В 2022 году компоненты радиационного баланса определялись балансомером Kipp&Zonen. Значения температуры и влажности воздуха были получены на высотах 25 см и 2 м над поверхностью по датчикам HOBO и Vaisala. Ввиду сложных погодных условий не удалось организовать работу пульсационных приборов и термоксы Geoprecision, поэтому измерения в снежном покрове проводились датчиками iButton на глубинах 10, 20 и 30 см.

Отдельно стоит упомянуть об **автоматическом метеорологическом комплексе в области питания ледника Гарабаши** на скалах Пастухова (4700 м над у.м.), развернутом в начале сентября 2021 года (Рис. 2.2.2). Установленная АМС состояла из современного высокоточного оборудования. В том числе проводились измерения температуры и влажности воздуха на высоте 1.5 метра над поверхностью ледника с использованием термогигрометра Rotronic HC-S3 (PST Rotronic, Bassersdorf, Switzerland). Коротковолновые и длинноволновые компоненты радиационного баланса были получены по данным балансомера Hukseflux NR01 (Hukseflux Thermal Sensors, Delft, Netherlands), вынесенного над снежно-ледовой поверхностью на высоте около 2 м. Кроме того, с помощью трехкомпонентного акустического анемометра Gill Windmaster (Gill Instruments, Lymington, Hampshire, UK) на уровне 2 м измерялись компоненты скорости ветра и акустическая температура воздуха с частотой 20 Гц, что позволяет применять метод eddy covariance для оценки турбулентного потока импульса и явного тепла.

Особый интерес представляют собой первые в России многомесячные высокогорные автоматические измерения интенсивности метелевого переноса, выполненные с помощью акустического метелемера ISAW FlowCapt FC4 (ISAW Products, Tannay, Switzerland). Принцип работы данного прибора основан на детектировании звуковых колебаний при соударении ледяных кристаллов и трении потока воздуха о приемную поверхность, что позволяет получить данные о скорости ветра, мгновенной и средней интенсивности потока ледяных кристаллов (величине метелевого переноса). Автоматические измерения метелевого переноса с помощью метелемера FlowCapt уже проводились во многих холодных регионах: в Антарктиде [Trouvilliez *et al.*, 2015; Amory, 2020], Швейцарских Альпах [Chritin *et al.*, 1999; Lehning *et al.*, 2002], на Южном Алтае [Zhang *et al.*, 2022], на ледниках архипелага Шпицберген [Jaedicke, 2001], Канадского Арктического архипелага

[Savelyev et al., 2006]. Во всех перечисленных работах показано, что акустический метелемер позволяет получить удовлетворительные количественные оценки метелевого переноса. Для Центрального Кавказа нами ранее уже были получены автоматизированные оценки метелевого переноса для зимнего периода в области абляции ледника Гарабаши [Drozдов et al., 2022]. В рамках измерительной кампании, обсуждаемой в данной работе, трубка метелемера была расположена на уровне 0.5–1.5 м над поверхностью снежно-ледового покрова, поэтому можно считать, что полученные сведения о метелевом переносе относятся к приповерхностному слою толщиной 1,5 метра, а о скорости ветра – высоте 1 м над поверхностью.



Рисунок 2.2.2. Район исследований (г. Эльбрус) (а) с положением на территории Кавказа (б) и измерительный комплекс в зоне аккумуляции ледника Гарабаши (скалы Пастухова) в 2021-2022 годах (в), где 1 – акустический анемометр Gill, 2 – «грозозащитные ершики», 3 – термогигрометр Rotronic, 4 – балансомер HukseFlux, 5 – ящик с логгером Campbell и устройством мобильной передачи данных, 6 – акустический метелемер ISAW FlowCapt4. Пунксионами показаны: «АМС Скалы Пастухова» – измерительный полигон (высота 4720 м. над у. м.) и западная вершина вулкана Эльбрус (5642 м. над у. м.). Для создания данного рисунка использованы материалы Google Earth [earth.google.com].

Для получения сведений о температурном режиме снежного покрова на глубинах 10 и 20 см были установлены 2 датчика Tinytag Plus 2 TGP-4017 (Gemini Data Loggers, Chichester, UK). Однако из-за интенсивного метелевого переноса и сдувания снежного покрова датчики оказывались на совершенно различных

уровнях в снежном покрове, в том числе выходили на поверхность, поэтому полученные результаты измерений оказались неудовлетворительными и не будут обсуждаться в данной работе.

Полный набор сведений об использованной приборной базе, дискретности и погрешности измерений приведены в таблице 2.2.2.

Кроме того, на основе данных акустического анемометра WindMaster Gill были восстановлены значения потока явного тепла на поверхности. Для этого применялся метод турбулентных пульсаций (прямой метод), который основан на измерениях в приземном слое пульсаций трех компонент скорости ветра (u', v', w') и температуры T' . В таком случае потоки тепла могут быть вычислены по ковариациям между соответствующими величинами [Kaimal, Gaynor, 1991]. Ранее по результатам анализа компонент теплового баланса для сезона абляции на леднике Джанкуат было показано, что данный метод восстановления турбулентных потоков может считаться «эталонным» [Торопов и др., 2018].

Таблица 2.2.2. Приборная база и основные характеристики приборов и измерений для АМС «Скалы Пастухова».

Метеорологическая величина	Измерительный прибор	Погрешность измерений	Высота прибора над поверхностью	Дискретность измерений
Температура воздуха	Rotronic HC-S3	± 0.2 °C	1.5 м	1 минута
Влажность воздуха	Rotronic HC-S3	± 1.5 %	1.5 м	1 минута
Скорость ветра	Gill WindMaster	$< 1.5\%$	2 м	20 Гц
	ISAW FC4	$\pm 15\%$	1 м	1 минута
Коротковолновая радиация	HukseFlux NR01	< 7 %	2 м	1 минута
Длинноволновая радиация		< 2.4 %	2 м	1 минута
Метелевый перенос	ISAW FC4	$\pm 5\%$	0.5-1.5 м	1 минута
Температура снега на глубинах	Tinytag Plus 2	± 0.5 °C	На глубине 10 и 20 см	1 час

Представленный выше комплекс функционировал в течение 9 месяцев до июня 2022 года и позволил получить уникальные ряды данных наблюдений за основными метеорологическими и радиационными параметрами, характерными для привершинной части Эльбруса и зон аккумуляции ледников Большого Кавказа в целом.

Подробно результаты этих измерений и их интерпретация представлены в работах [Дроздов и др., 2024; Drozdov et al., 2024].

2.3. Стационарные метеорологические комплексы

Во время экспедиционной компании летом 2024 года на ледниках вулкана Эльбрус были установлены современные метеорологические комплексы, работающие автономно и направленные на постоянный мониторинг метеорологических условий на поверхности горного оледенения. Одна автоматическая метеостанция (АМС) была запущена 17 августа 2024 в зоне абляции ледника Гарабаши на южном склоне Эльбруса на высоте 3970 м над у.м., другая – 29 августа 2024 в зоне абляции ледника Микельчиран на северо-восточном склоне Эльбруса на высоте около 3900 м над у.м. (Рис. 2.3.1). Стоит также отметить, что постоянные наблюдения за метеорологическим режимом ледников на северном макросклоне были проведены впервые, а первые результаты для периода абляции были получены в ходе рекогносцировки в 2023 году [Лаврентьев и др., 2023].

На скальных выступах лавовых потоков были установлены несущие металлические фермы, на которые монтировалось все оборудование. На леднике Гарабаши (Рис. 2.3.2) на ферме на высоте около 3 м над ледовой поверхностью проводятся измерения температуры и влажности воздуха (с помощью термогигрометра Vaisala), скорости ветра (анемометр МиниМакс); на высоте около 2 метров измеряются все компоненты радиационного баланса с помощью радиометра HukseFlux NR01, а также слой накопления и стаивания снега и льда дальномером Campbell SonicRanger SR50; также на высотах 2 и 3 метра над поверхностью установлены 2 метелемера ISAW FlowCapt4, позволяющие оценить интенсивность метелевого переноса. Также вблизи АМС в снежно-фирновую

толщу до глубины 2 м были забурены термокосы GeoPrecision и САМ-ТЛ с шагом измерений 10 и 20 см. Временная дискретность метеорологических измерений – 1 минута, слоя стаивания и температуры в снежно-ледовой толще – 1 час. Погрешность измерений соответствует погрешности, приведенной в таблице 2.2.2.

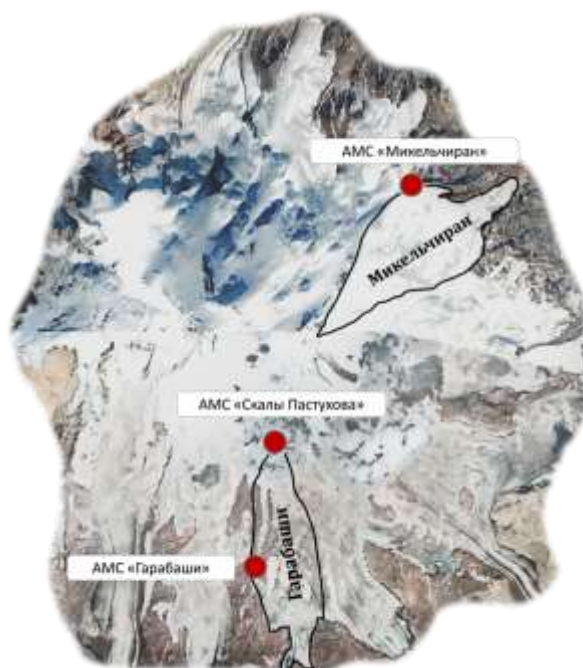


Рисунок 2.3.1. Схема расположения метеорологических комплексов на Эльбрусе на космическом снимке [earth.google.com].

Аналогичный измерительный комплекс был установлен и на леднике Микельчиран на северном склоне Эльбруса. Его отличиями от комплекса на леднике Гарабаши являются измерения направления ветра с помощью румбометра Vector Instruments, использование радиометра Kipp&Zonnen CNR1, а также измерения термического режима снежно-ледовой толщ термокосой САМ-ТЛ с шагом 20 см. Однако измерения интенсивности метелевого переноса в данном случае не проводятся.

Стоит отметить необходимость обеспечивать автономность и бесперебойность работы оборудования в суровых условиях высокогорного климата Кавказа. Для этого комплексы были оснащены аккумуляторами с высокой емкостью (85 А·ч на Гарабаши) и солнечными панелями для их подзарядки. Все данные наблюдений записываются на логгеры Campbell CR1000 и CR1000X. Также организована автономная беспроводная передача данных в формате GSM с

помощью роутера MikroTik (на леднике Гарабаши) и на основе модулей LoRa и выделенного радиоканала с ретранслятором на станции ИФА Шаджатмаз – на северном склоне (ледник Микельчиран). Каждые 10 минут данные с логгеров отправляются по этим каналам на сайт Народный Мониторинг [narodmon.ru] и доступны онлайн участникам проекта.



Рисунок 2.3.2. Автоматические метеорологические станции, установленные на склонах вулкана Эльбрус на ледниках Гарабаши (слева) и Микельчиран (справа).

Представленные метеорологические комплексы являются постоянными и практически бесперебойно функционируют более года. На данный момент с них получены, обработаны и доступны для применения данные за 10 месяцев с августа 2024 по июнь 2025 года.

Кроме того, рядом с метеорологической станцией в зоне абляции ледника Гарабаши в ходе зимних экспедиций НСО в январе 2024 и 2025 гг., а также во время технического обслуживания станции в июне 2025 года проводились шурфования снежного покрова с измерениями плотности через каждые 15 см. и стратиграфическим описанием, что позволило получить данные о плотности, водном эквиваленте и высоте снежного покрова для верификации моделей снежного покрова.

Эти измерения и первые результаты наблюдений описаны в работе [Торопов и др., 2024], а также представлены на международных конференциях CITES-2025 и VASO-2025.

Существенный недостаток всех описанных измерительных кампаний – отсутствие наблюдений за осадками, которые являются критически важными при моделировании снежного покрова и баланса массы ледников. На данный момент для них применяются только расчетные методы (параграф 3.8).

2.4. Специфика условий на горных ледниках на основе данных наблюдений

Как было сказано выше, для высокогорных районов существует набор специфических факторов, влияющих на формирование и динамику снежного покрова и требующих особого учета при его моделировании. Некоторые из них могут быть показаны на основе данных наблюдений, полученных непосредственно на поверхности ледника Гарабаши.

Так, во время измерительной кампании в зоне абляции ледника Гарабаши в ночное время 6 и 10 февраля 2022 г. наблюдались интенсивные метели со штормовыми скоростями ветра. Осредненные за 5 минут данные метеорологических наблюдений в ночь с 5 на 6 февраля (Рис. 2.4.1) показывают, что начало метели сопровождалось быстрым увеличением температуры воздуха (до 10°C за 6 часов) и соответствующим ему падением относительной влажности с 70% до 20% при северо-западном направлении крупномасштабного потока. По всей видимости, в это время на южном и юго-восточном склоне Эльбруса была зафиксирована подветренная буря [Durrant, 1990; Шестакова, Моисеенко, 2017]. При этом явлении происходит переваливание воздушной массы через препятствие (в данном случае это вершина вулкана Эльбрус) и значительное увеличение скоростей ветра на подветренном склоне за счет нисходящих потоков, сопровождающееся фёновым эффектом. При этом формирование подветренной бури привело к увеличению скоростей ветра даже на высоте 3850 м до 38 м/с к 5 утра 6 февраля. В таких условиях величина метелевого переноса превышала 9 кг за 5 мин при моментальных значениях плотности потока снежных частиц до 0.076 кг/м²·с. Интегральная величина метелевого переноса во время этой метели

достигла 162 кг/м^2 [Drozдов et al., 2022]. Данное явление может быть классифицировано, как случай низовой дефляционной метели [Дюнин, 1963]. При столь высоких значениях скоростей ветра и потока метелевых частиц, а также значительных различиях влагосодержания между поверхностью снега и атмосферой были получены крайне высокие значения затрат тепла на сублимацию ледяных кристаллов (до 230 Вт/м^2). Также на данных измерений 2020 г. были получены затраты тепла на метелевую сублимацию до 70 Вт/м^2 [Дроздов и др., 2021].

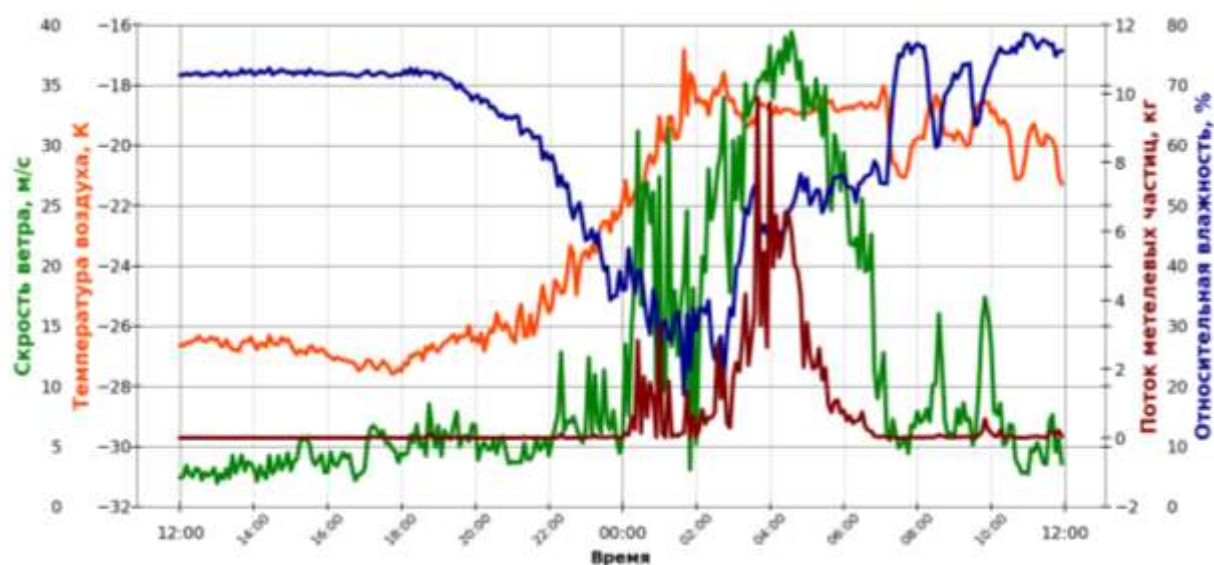


Рисунок 2.4.1. Временной ход метеорологических параметров с 5-минутным осреднением во время метели 6 февраля 2022 года.

Кроме того, были получены оценки интенсивности метелевого переноса для зоны аккумуляции ледника по данным АМС на Скалах Пастухова (см. параграф 2.2). Интенсивные метели при скоростях ветра более 20 м/с здесь – частое явление (Рис. 2.4.2). Максимальное значение интенсивности метелевого переноса за период наблюдений составило $0.87 \text{ кг/м}^2 \cdot \text{с}$ при интегральном значении за 9 месяцев в 10^5 кг/м^2 . Эти значения оказываются близки к величинам, полученным на Земле Адели в Восточной Антарктиде [Wendler et al., 1987; Amory et al., 2020], что указывает на общую схожесть условий. Это позволяет применять некоторые выводы и методы по метелевому переносу и сублимации ледяных кристаллов, полученные в [Bintanja, 1995; Dery et al., 1998; Bintanja, 2000], что стало предпосылкой для

исследования интенсивности метелевой сублимации, которая в этих условиях может быть высока.

Методы расчета затрат тепла и скорости сублимации ледяных кристаллов при метелях и результаты этих расчетов более подробно описаны в главах 3 и 6.

Таким образом, полученные оценки позволяют говорить, что **метелевый перенос и метелевая сублимация являются распространенным явлением в холодный период на ледниках Кавказа, а значит необходим подробный и физически обоснованный учет этих процессов при моделировании теплового баланса и баланса массы снежного покрова в горах.**

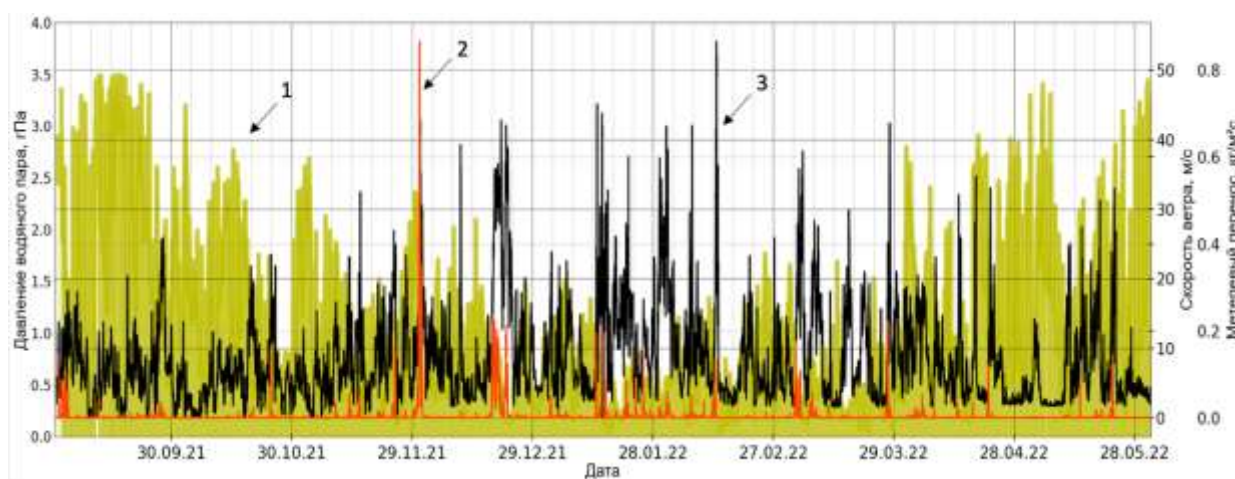


Рисунок 2.4.2. Временной ход парциального давления водяного пара (1), интенсивности метелевого переноса (2) и скорости ветра (3) по данным наблюдений по АМС Скалы Пастухова.

В условиях столь частой повторяемости высоких скоростей ветра существенным становится также и ветровое уплотнение у поверхности. Пример такого уплотнения может показан по данным шурфования снежной толщ в зоне абляции ледника Гарабаши на высоте 3900 м над у.м. 28.01.2024 г. (Рис. 2.4.3). Заметно, что плотность снега постепенно увеличивается с глубиной за счет гравитационного уплотнения, однако в верхнем слое наблюдается ветровой настил с более высоким значением плотности снега (363 кг/м^3).

Шурф, заложенный и описанный в июне 2025 г. (Рис. 2.4.3) отражает перемерзание жидкой влаги внутри снежной толщ. Вертикальный профиль на этот момент характеризуется крайне высокими значениями плотности снега (более

500 кг/м³) и содержанием ледяных включений практически во всей толще и максимумом плотности на глубинах 0.3–0.8 м. Это связано с активным таянием в начале июня, которое затем сменилось периодом отрицательных температур, что привело сначала к инфильтрации жидкой воды в снежную толщу, а затем к ее замерзанию. Этот эффект усиливался положением станции в небольшой ложбине, по которой при таянии идет основной сток.

Представленные примеры профилей плотности снега в шурфах на леднике Гарабаши показывают необходимость учета в модели снежного покрова ветрового уплотнения и замерзания жидкой влаги, что может достигаться выбором соответствующей параметризации уплотнения снега и многоуровневостью сетки модели по глубине.

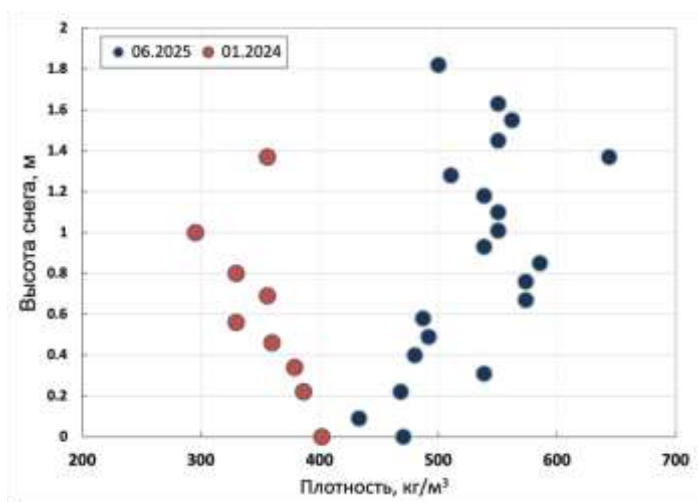


Рисунок 2.4.3. Плотность снежного покрова по данным шурфования в зоне абляции ледника Гарабаши на высоте 3900 м над у.м. 28.01.2024 г. и 18.06.2025 г.

Кроме того, на условия формирования снежных слоев существенное влияние оказывает такое явление, как гололед. В это случае на поверхности и в верхней части снежного покрова образуются ледяные прослойки с высокой плотностью, которые существенно изменяют потоки тепла и влаги в снежной толще. Подобные прослойки особенно типичны для ледников Камчатки, и часто встречаются в ледниковых кернах, полученных в кратере вулкана Ушковский [Kodama et al., 1996; Chizhova et al., 2024]. Однако, как показано на примере модели SNOWPACK (Рис. 2.4.4), даже наиболее подробные модели снежного покрова крайне слабо воспроизводят эти явления [Sushintsev et al., 2025], а специализированные

параметризации доступны лишь в отдельных моделях, например, в CROCUS [Quéno et al., 2018]. Развитие подобных подходов может быть полезно для решения прикладных задач, например, для воспроизведения профилей ледниковых кернов на горных ледниках и оценки возможности бурения.

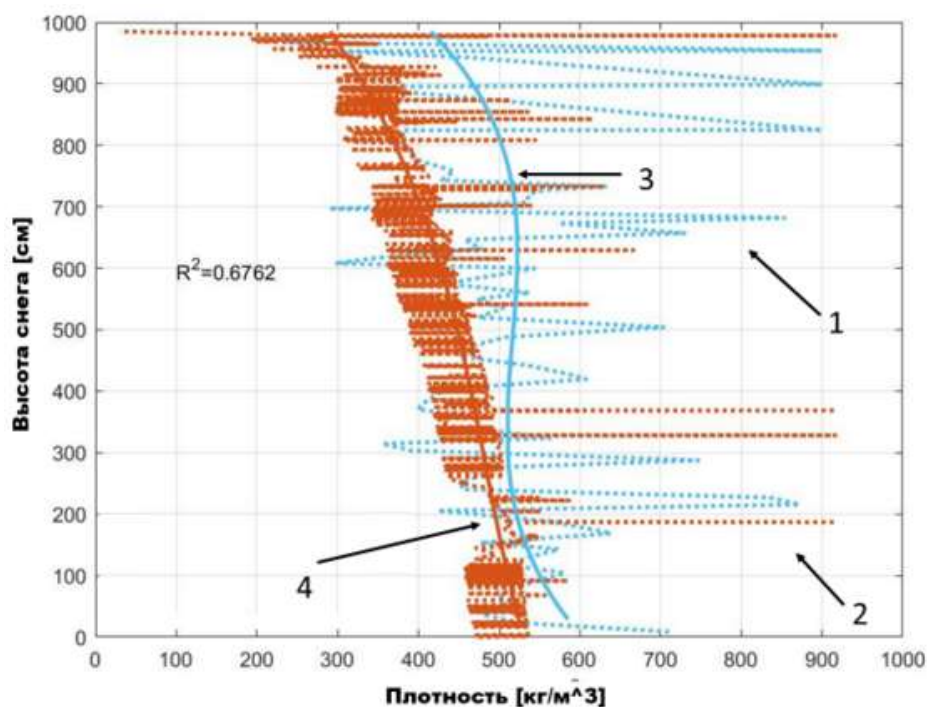


Рисунок 2.4.4. Вертикальные профили плотности снежного покрова по данным керна 1996 года в кратере вулкана Ушковский [Kodama et al., 1996] (1) и результатам моделирования с помощью SNOWPACK (2), а также аппроксимирующие кривые (3) и (4) для этих профилей соответственно. R^2 – коэффициент детерминации между двумя аппроксимирующими кривыми.

2.5. О возможности применения данных реанализа на горных ледниках

Поскольку данные наблюдений в высокогорных районах и на горных ледниках остаются крайне ограниченными, то в качестве атмосферного форсинга для моделей снежного покрова используются сеточные данные атмосферных моделей – реанализов. Наиболее популярным для задач гляциоклиматологии является реанализ ERA5 [Muñoz Sabater, 2019; Hersbach et al., 2023]. Однако в условиях сложной орографии эти данные могут содержать значительные

погрешности. Верификация данных реанализов проводилась для многих горных районов мира, например, для Боливийских Анд [Hardy, 2003], Альп [Scherrer, 2020], Тибета [Lei et al., 2022], Кордильер [Parker, 2016], районов Восточной Сибири и Дальнего Востока [Титкова, Ананичева, 2023] и, в том числе, для Большого Кавказа [Торопов и др., 2016; Toropov et al., 2019]. Эти работы показывают, что данные реанализа по температуре, характеристиках влажности и средней скорости ветра, как правило, хорошо или удовлетворительно согласуются с наблюдениями. Но в то же время информация о таких величинах, как суточная интенсивность осадков, турбулентные потоки тепла и влаги, порывы ветра и температурно-влажностные характеристики подстилающей поверхности до сих пор использовать некорректно [Toropov et al., 2019].

Предполагается, что в качестве атмосферного форсинга для созданной модели снежного покрова и полного гляциологического комплекса IGRICE будут использоваться данные крупномасштабных атмосферных моделей, а для исторических экспериментов и задачи валидации моделей это означает использование данных реанализа. Поэтому в рамках данного исследования была проведена дополнительная верификация данных реанализа ERA5 Pressure levels [Hersbach et al., 2023], имеющего сетку 0.25×0.25 градуса, на основе представленных данных наблюдений на леднике Гарабаши на южном склоне Эльбруса.

Данные наблюдений по метеорологической станции на Скалах Пастухова (параграф 2.2) позволили **получить первую в России оценку качества реанализа в зоне аккумуляции ледников на основе продолжительного ряда** (9 месяцев). Из архива ERA5 Pressure levels были выбраны данные с изобарических поверхностей 500 и 550 гПа, соответствующим высоте расположения станции, при этом производилась горизонтальная билинейная интерполяция данных в точку станции из ближайших узлов сетки. Поскольку данные реанализа ERA5 доступны только с часовым шагом по времени, то измерения АМС усреднялись за каждый час и все приведенные ниже в данном параграфе сравнения производились для данных с часовым разрешением.

Сравнение для температуры воздуха показывает высокое качество воспроизведения этой величины реанализом ERA5 (Рис. 2.5.1, а): коэффициент

корреляции для двух рядов составил 0.95 при средней ошибке в 0.58°C. Однако в модельных расчетах наблюдается недооценка экстремальных величин. Так, минимум температуры в зимний период оказался завышен на 2°C, а максимум – занижен на 4°C.

Для средней скорости ветра было получено, что, с одной стороны, данные наблюдений и модельные результаты удовлетворительно согласуются между собой (Рис. 2.5.1, б), на что указывает значение коэффициента корреляции $R=0.65$, но, с другой стороны, реанализ существенно занижает как средние (на 4,2 м/с), так и экстремальные значения скорости ветра: они не превышали 38 м/с, в то время как фактически наблюдалось несколько случаев метелей со скоростями ветра более 40 м/с при абсолютном максимуме 54.1 м/с. Это лишний раз количественно подтверждает огромную роль орографических усилений скорости ветра на Эльбрусе за счет подветренных бурь или бокового обтекания, которые не воспроизводятся даже последними версиями реанализа. Однако в то же время сравнение проводилось на данных акустического метелемера ISAW FlowCapt4, который имеет существенную погрешность при определении скорости ветра и имеет тенденцию к завышению экстремальных значений [Trouvilliez et al., 2015; Drozdov et al., 2024].

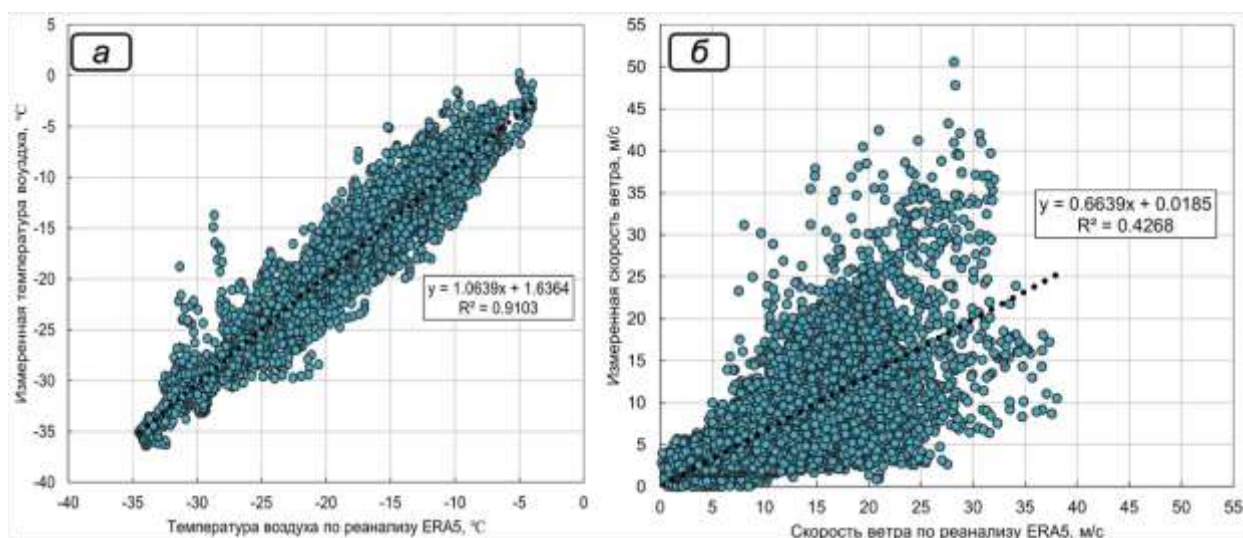


Рисунок 2.5.1. Диаграммы рассеяния для средней за 1 час температуры воздуха (а) и скорости ветра (б) за весь период наблюдений по АМС Скалы Пастухова (09.2021–05.2022). Черной пунктирной линией показаны кривые аппроксимации, а во вставках приведены уравнения кривых и коэффициенты детерминации.

Качество воспроизведения реанализом ERA5 влажности воздуха также может считаться высоким на основе количественного сравнения значений парциального давления водяного пара, представленного на рисунке 2.5.2, б. Однако несмотря на высокое значение коэффициента корреляции ($R=0.73$) и невысокую среднюю ошибку (0.26 гПа) заметна неоднородность модельных результатов в зависимости от сезона (Рис. 2.5.1, а). Если в зимний период, при наиболее низкой влажности воздуха, реанализ ERA5 достаточно точно воспроизводит изменчивость величины, то в переходные сезоны (сентябрь-октябрь, апрель-май) заметно существенное занижение влажности воздуха. В таком случае можно ожидать занижения значений влажности воздуха в течение всего наиболее теплого периода (апрель-октябрь).

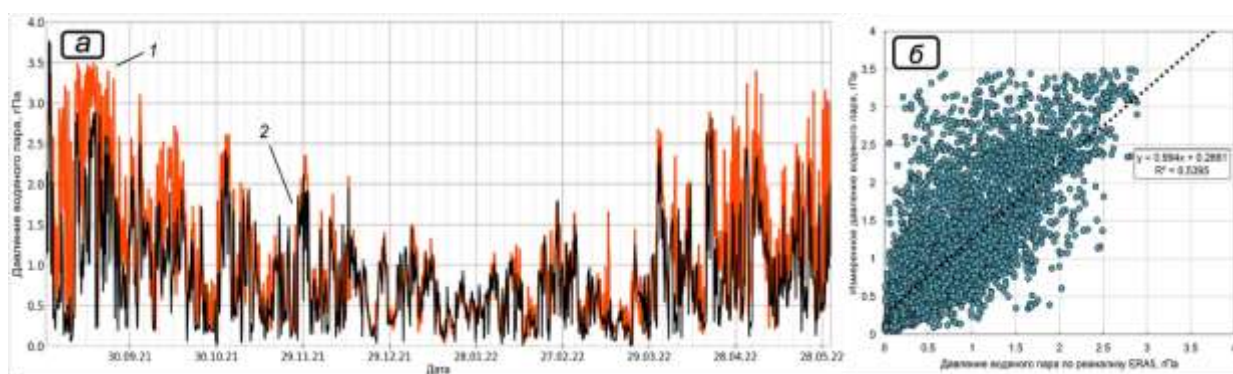


Рисунок 2.5.2. (а) Парциальное давление водяного пара за период наблюдений по АМС Скалы Пастухова (09.2021–05.2022), где 1 – по данным прямых наблюдений, 2 – по данным реанализа ERA5; (б) диаграмма рассеяния для тех же данных. Черной пунктирной линией показаны кривые аппроксимации, а во вставках приведены уравнения кривых и коэффициенты детерминации.

Аналогичное **сравнение было сделано на основе данных наблюдений в зоне абляции ледника Гарабаши**, описанных в параграфе 2.3, для периода с 01.09.2024 по 19.06.2025. Данные реанализа были интерполированы из узлов горизонтальной сетки и между изобарическими уровнями. Это сравнение также крайне важно, поскольку данные реанализа за этот период используются в дальнейшем в работе для верификации представленной модели снежного покрова.

Результаты сравнения по температуре воздуха, скорости ветра и удельной влажности оказались более высокими по сравнению с зоной аккумуляции для всех параметров, что, вероятно, связано с недоучетом в реанализе ERA5 фактора

рельефа, который оказывает влияние на более низких уровнях модели, однако ближе к вершине Эльбруса никак не учитывается. Для температуры воздуха (Рис. 2.5.3, а) было получено практически идеальное совпадение рядов с коэффициентом корреляции $R=0.73$ и средней ошибкой 0.37°C . Наибольшие значения ошибок в отдельные сроки достигают $6-7^{\circ}\text{C}$, а распределение ошибки оказывается близко к нормальному.

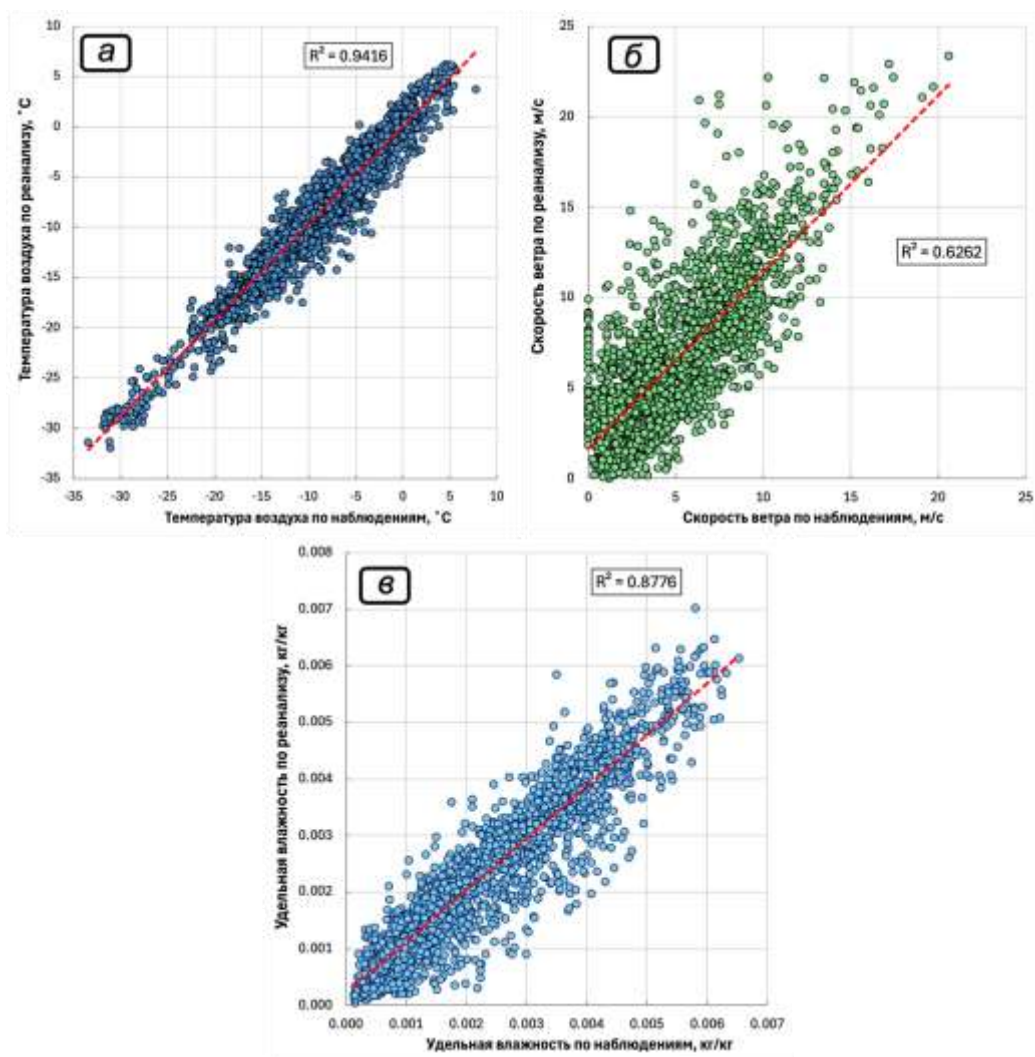


Рисунок 2.5.3. Диаграммы рассеяния для средней за 1 час температуры воздуха (а), скорости ветра (б) и удельной влажности (в) за весь период наблюдений по АМС Гарабаши (08.2024–06.2025). Красной пунктирной линией показаны кривые аппроксимации, а во вставках приведены коэффициенты детерминации.

Аналогичные результаты были получены и для удельной влажности (Рис. 2.5.3, в): реанализ удачно воспроизводит как временную изменчивость величины ($R=0.93$), так и средние значения (средняя ошибка составляет менее 1 г/кг). Однако для средней скорости ветра (Рис. 2.5.3, б) статистические метрики оказались несколько хуже, хотя можно говорить о хорошей согласованности рядов при $R=0.79$ и средней ошибке 1.5 м/с. В то же время ошибка реанализа увеличивается при росте значений скорости ветра, причем реанализ завышает значения по сравнению с наблюдениями, что может быть связано как с недоучетом влияния Эльбруса в данных реанализа, так и локальными особенностями точки измерений. Сравнение данных реанализа по приходящим потокам коротковолновой и длинноволновой радиации не проводилось, поскольку эти величины доступны только по данным приземного реанализа, а в модели производится их высотный пересчет по зависимостям, описанным в параграфе 3.8.

Таким образом, представленная выше верификация данных реанализа ERA5 Pressure Levels показала, что этот климатический архив может применяться для оценок средних значений скорости ветра, температуры и влажности воздуха на высотах более 3000 м над у.м., в том числе и в зоне аккумуляции ледников Эльбруса, что подтверждает выводы, полученные ранее для Кавказа в [Торопов и др., 2016]. Это означает, что **данные реанализа могут использоваться в качестве форсинга для задач моделирования горного оледенения и снежного покрова на его поверхности.**

Глава 3. Описание специализированной модели снежного покрова SnowDraw

3.1. Основные положения

Разработанная модель снежного покрова, которая получила название SnowDraw, может быть отнесена к классу схем *промежуточной сложности*. В ней процесс теплопереноса в снеге обеспечивается решением одномерного уравнения теплопроводности на заданной пространственно-временной сетке, а водный баланс рассчитывается с помощью метода резервуаров. Таким образом, модель является *многоуровневой*, что позволяет более точно описывать характеристики снежного покрова, и учитывать такие процессы, как повторное замерзание жидкой влаги и проникновение в снежную толщу солнечной радиации. В то же время такие процессы, как диффузия водяного пара в снежной толще и образование отдельных ледяных прослоев не рассматриваются. Для вычисления радиационных и теплофизических характеристик снега используются эмпирические и упрощенные зависимости.

Программный алгоритм модели был создан на языке программирования *Fortran 90* для компилятора *GNU*. Выбор языка обусловлен тем, что он является высокоуровневым, что обеспечивает наименьшую затрату ресурсов при компиляции и запуске программы. Кроме того, *Fortran 90* широко применяется для задач численного прогноза погоды и моделирования климата, что упрощает последующую интеграцию созданной схемы в другие модели (например, IGRICE [Toropov et al., 2025] или TerM [Stepanenko et al., 2024]). Для быстрого отображения результатов расчетов модели были созданы служебные скрипты на языке программирования *Python*.

Общую схему работы модели (Рис. 3.1.1.) можно разделить на блок инициализации и определения начальных условий, блок подготовки и чтения граничных условий (атмосферного форсинга), основного блока с циклом по времени и вывода результатов в файловом виде. Подразумевается, что расчеты по модели SnowDraw производятся в отдельных точках, а для выбранного ледника или ледниковой системы – в точках для различных высотных зон, азимутов и углов наклона поверхности, что учитывается за счет различий во входных данных. При

этом взаимное влияние расчетных точек, а также факторов горизонтальной неоднородности снежного покрова (рельеф, метелевый перенос и т.д.) никак не учитывается.

Подготовка граничных условий модели снежного покрова подразумевает не только чтение файлов с данными атмосферного форсинга (полученного по наблюдениям или атмосферным моделям), но и при необходимости пересчет радиационных потоков и осадков. Вычисление орографического добавка к осадкам, а также коррекция потоков солнечной и длинноволновой радиации производится с помощью модулей гляциологической модели IGRICE [Toropov et al., 2025], которые могут применяться как отдельно, так и в связке с моделью снежного покрова. Эти модули описаны более подробно в параграфе 3.8.



Рисунок 3.1.1. – Общая схема работы модели снежного покрова SnowDraw, ее входных данных и препроцессинга.

На каждом шаге по времени подаются соответствующие граничные условия на поверхности, производится расчет компонент теплового и водного баланса, температуры поверхности снежного покрова и свойств снега в колонке, а после выполнения расчетов производится запись основных результатов модели. Блок-схема структуры модели представлена на рисунке 3.1.2. Для удобства чтения кода и работы с ним модель разделена на несколько модулей и подпрограмм, которые подробно описаны ниже.

Основной частью модели, в которой задаются параметры экспериментов, является главная программа *main*. На этапе инициализации задаются дата и время начала расчетов, шаг по времени параметры пространственной сетки. Дискретность модельных расчетов была выбрана равной 1 или 3 часа (в

зависимости от экспериментов) для достаточной детализации метеорологических процессов. Далее задается шаг постоянной вертикальной сетки в снежном покрове и начальное количество расчетных уровней. Как правило, при расчетах используется 5–6 уровней, что считается оптимальным для воспроизведения вертикальной структуры снежного покрова [Arduini et al., 2019], однако при тонком снеге применяется однослойная схема. Стоит отметить, что использование неявной схемы решения уравнения теплопроводности позволяет выбирать любые значения дискретности пространственно-временной сетки. В качестве начальных условий в узлах вертикальной сетки модели могут задаваться вертикальные профили плотности и температуры снежного покрова. Однако большинство экспериментов реализуется с отсутствием снега в начальный период.

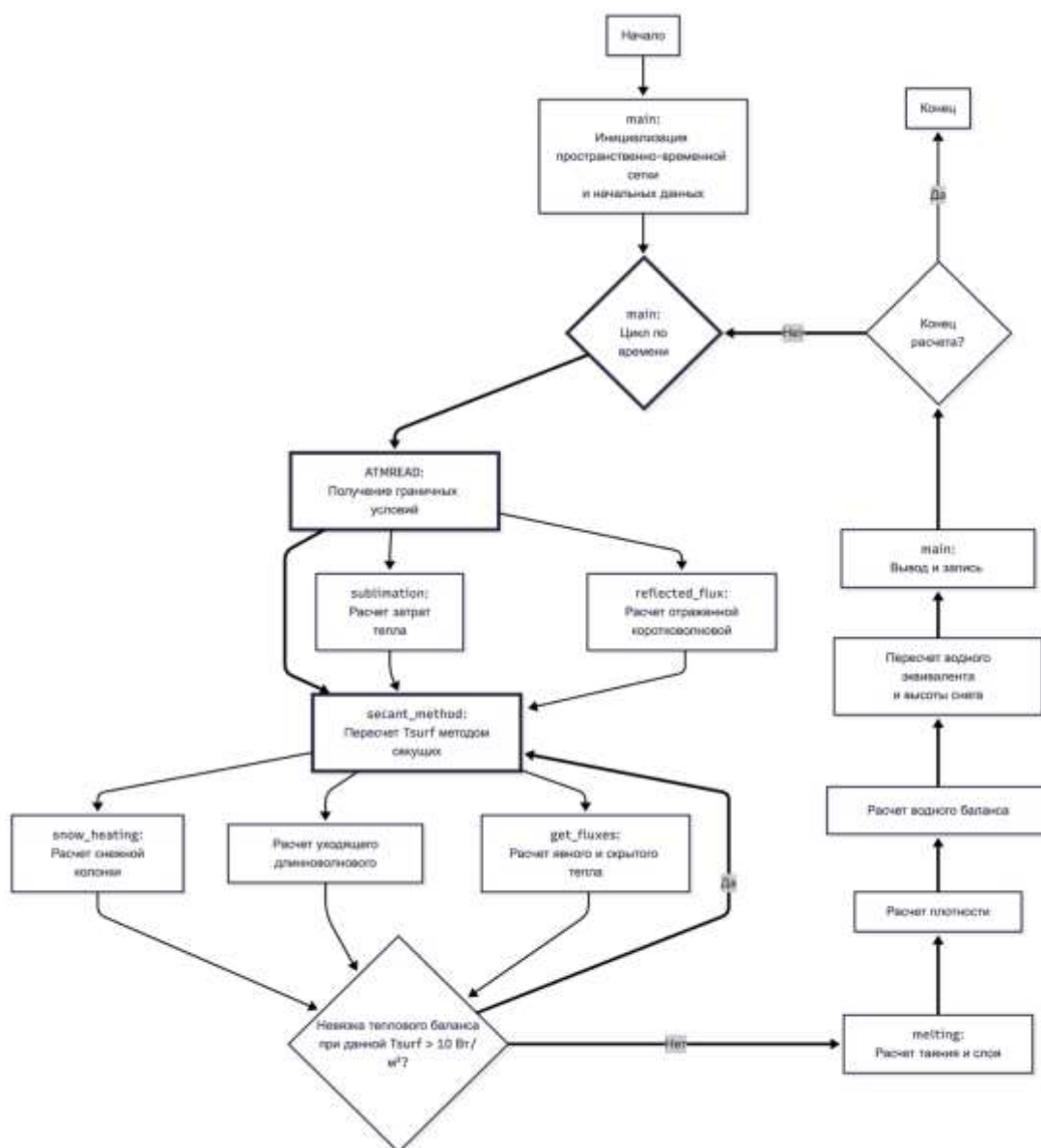


Рисунок 3.1.2. Блок-схема созданной модели снежного покрова SnowDraw.

С точки зрения **граничных условий** на поверхности (атмосферного форсинга) существует несколько вариантов реализации модели. В одной из конфигураций, направленной на расчеты на основе данных наблюдений, на поверхности задаются значения температуры воздуха на 2 м (К), атмосферного давления (гПа), интенсивности выпадающих осадков (мм/ч), скорости ветра на 2 м (м/с), направлении ветра (град.), относительной влажности воздуха (%), суммарной коротковолновой радиации (Вт/м^2), встречное длинноволновое излучение атмосферы (Вт/м^2), суммарный метелевый перенос снега (кг/ч) и стандартное отклонение скорости приземного ветра (м/с). В другой конфигурации, созданной для работы в качестве блока параметризации горного оледенения на основе данных крупномасштабных атмосферных моделей (например, реанализа ERA5), могут задаваться значения плотностей потоков прямой и рассеянной солнечной радиации (Вт/м^2), удельной влажности (кг/кг) и горизонтальных компонент скорости ветра на 2 м (м/с). Опционально могут задаваться значения температуры поверхности снежного покрова (К). Нижним граничным условием является значение температуры на глубине затухания годовых колебаний температуры, которое в данной версии модели задается на глубине 10 м в толще льда и изменяется в зависимости от расчетной точки. Для более простой интерпретации кода чтение данных из текстового файла осуществляется в отдельной подпрограмме *ATMREAD*.

Далее в программе *main* открывается цикл по времени. На каждом шаге в начале производится вызов верхних граничных условий через подпрограмму *ATMREAD*. Поскольку значения относительной влажности f задаются в процентах, то реализуется их пересчет в удельную влажность q с использованием определения относительной влажности и формулы Магнуса для давления насыщения E над ледовой поверхностью:

$$\left| f = \frac{e}{E} \cdot 100\%; \right. \quad \left| E = E_0 \cdot 10^{\frac{9.5 \cdot t}{265.5 + t}}; \right. \quad \left| q \approx 0.622 \frac{e}{p} \right. \quad (3.1.1)$$

Давление насыщенного пара при нулевой температуре $E_0 = 6.1$ гПа.

Для обеспечения возможности расчетов турбулентных потоков явного и скрытого тепла в случае, если скорость ветра оказывается меньше 0.6 м/с, она заменяется значением 0.6 м/с. При этом полный вектор скорости ветра V

раскладывается на зональную \underline{u} и меридиональную \underline{v} компоненты через направление ветра DIR по геометрическим соотношениям:

$$\underline{u} = V * DIR * \sin(\pi/180); \quad \underline{v} = \sqrt{V^2 - u^2}. \quad (3.1.2)$$

В варианте модели с удельной влажностью и горизонтальными компонентами скорости ветра в качестве граничных условий эти расчеты не производятся.

Затем с использованием соответствующих подпрограмм производятся расчеты компонент теплового баланса и свойств снежной колонки.

3.2. Расчет температуры поверхности снега

Особое внимание в модели SnowDraw уделяется бюджету потоков тепла на поверхности, которое для поверхности снега в горах может быть записано в следующем виде:

$$\underline{C}_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = (1 - \alpha)S + E_a - \epsilon \sigma_{SB} T_s^4 - L_v E - H_s + B, \quad (3.2.1)$$

где \underline{T}_s – температура поверхности снега (К), \underline{C}_s – удельная теплоемкость верхнего слоя снега (Дж/(кг·К)), S – суммарная коротковолновая радиация (Вт/м²), $\underline{\alpha}$ – альbedo снежного покрова, \underline{E}_a – длинноволновая нисходящая радиация (встречное излучение атмосферы) (Вт/м²), $\underline{\epsilon \sigma_{SB} T_s^4}$ – излученная поверхностью длинноволновая радиация (Вт/м²), $\underline{L_v E}$ – турбулентный поток скрытого тепла (Вт/м²), $\underline{H_s}$ – турбулентный поток явного тепла (Вт/м²), B – поток тепла за счет молекулярной диффузии тепла в снег (Вт/м²), $\underline{\sigma_{SB}} = 5.67 \cdot 10^{-8}$ Дж/(м²·с·К⁴) – постоянная Стефана-Больцмана.

Для численного решения задачи теплопроводности в снежном покрове, как правило, задаются граничные условия Дирихле. В таком случае на каждом шаге по времени необходимо знать значение температуры поверхности снега. Однако эта величина является прогностической, поэтому должна быть определена из уравнения теплового баланса поверхности. При условии заданной вертикальной

сетки в снежном покрове с шагом h поток тепла в снег может быть записан в виде конечной разности, тогда уравнение теплового баланса (3.2.1) может быть переписано относительно потока тепла в снег, как:

$$-\lambda \frac{T_1 - T_s}{h} = (1 - \alpha)S + E_a - \varepsilon \sigma_{SB} T_s^4 - L_v E(T_s) - H_s(T_s) + \delta(T_s), \quad (3.2.2)$$

где T_s, T_1 – температура снега (К) на поверхности и на ближайшем к поверхности уровне сетки соответственно, λ – коэффициент теплопроводности снега между поверхностью и ближайшим к поверхности уровнем сетки (Вт/м·К). При этом суммарная коротковолновая радиация и встречное длинноволновое излучение атмосферы задаются из данных наблюдений или реанализа, а прочие компоненты теплового баланса восстанавливаются с помощью расчетных методов. И данные наблюдений, и результаты расчетов имеют определенную погрешность, поэтому тепловой баланс на поверхности никогда не может сойтись с абсолютной точностью. Для этого в качестве отдельного слагаемого вводится невязка теплового баланса δ .

Также стоит отметить, что поток тепла в снег, длинноволновое излучение поверхности, турбулентные потоки явного и скрытого тепла и невязка теплового баланса зависят от искомой температуры поверхности T_s . Таким образом, уравнение (3.2.1) является нелинейным относительно T_s . Для решения подобных уравнений целесообразно применять итерационные численные методы приближённого нахождения корня уравнения. Наиболее распространенными являются метод хорд (метод секущих) и метод Ньютона (метод касательных) [Демидович, Марон, 1970]. В созданной модели для нахождения температуры поверхности снега был выбран метод хорд.

При нахождении решения уравнения $f(x) = 0$ могут быть выбраны произвольные абсциссы x_1, x_2 концов хорды. Тогда, после нахождения коэффициентов системы линейных уравнений, первое приближение x_3 к корню будет выражаться, как:

$$x_3 = x_1 - \frac{(x_2 - x_1)f(x_1)}{f(x_2) - f(x_1)}. \quad (3.2.3)$$

В качестве концов новой хорды могут быть взяты абсциссы x_2, x_3 и повторена операция (3.2.3). Тогда итерационная формула метода хорд может быть записана в виде:

$$x_{i+1} = x_{i-1} - \frac{(x_i - x_{i-1}) \cdot f(x_{i-1})}{f(x_i) - f(x_{i-1})}. \quad (3.2.4)$$

Данная операция выполняется до тех пор, пока $|x_i - x_{i-1}|$ или $|f(x_i) - f(x_{i-1})|$ не станет меньше заданного значения погрешности. При условии, что начальные значения x_1, x_2 достаточно близки к корню, то x_i сходятся к корню уравнения $f(x) = 0$ [Численные методы..., 2015]. При этом порядок сходимости метода хорд равен золотому сечению ($\alpha = 1 + \sqrt{5}/2 \approx 1.618$), т. е. больше линейного, однако не квадратичен, как у метода Ньютона. Скорость сходимости метода линейная.

В описываемой модели итерационный метод хорд применяется для решения уравнения (3.2.2) в форме $\delta(T_s) = 0$. Таким образом, задача сводится к итерационному поиску такой температуры поверхности снега T_s , при которой невязка теплового баланса на поверхности δ близка к 0. На каждом шаге по времени в программе *main* вызывается подпрограмма *secant_method*, в которой осуществляется реализация метода хорд. Начальные значения абсцисс для концов хорды (T_0, T_1) определяются, как значение температуры поверхности на предыдущем шаге по времени ± 10 К, поскольку такой интервал наиболее вероятно охватывает изменение температуры поверхности за один час. В качестве допустимой невязки теплового баланса задается значение 10 Вт/м^2 . Выбор этой величины обусловлен тем, что максимальная точность измерения радиационных потоков в условиях горного оледенения с использованием современного качественного оборудования близок к этой величине [Ледники и..., 2020].

Поток отраженной коротковолновой радиации и затраты тепла на сублимацию кристаллов в метели не зависят от температуры поверхности, поэтому

расчет этих компонентов производится в подпрограмме *secant_method* единожды. Поиск решения методом хорд происходит в цикле. Для этого вначале для температур T_0, T_1 рассчитываются значения турбулентных потоков явного и скрытого тепла, собственного длинноволнового излучения поверхности и потока тепла в снег вместе со свойствами снежной колонки. Затем вычисляются невязки теплового баланса $\delta(T_0)$ и $\delta(T_1)$. На следующем шаге на основе уравнения (3.2.3) находится новое значение температуры поверхности T_{new} , для которого вновь определяются соответствующие потоки и определяется невязка $\delta(T_{new})$. Теперь заново определяются границы новой хорды: $T_0 = T_1; T_1 = T_{new}$. Итерационный процесс выполняется до тех пор, пока $\delta(T_{new})$ не окажется меньше 10 Вт/м².

Для улучшения устойчивости работы модели остаточная невязка распределяется между компонентами теплового баланса, зависящими от температуры поверхности в равных долях ($\delta(T_{new})/4$). При этом вводится соответствующая поправка значения температуры поверхности и производится пересчет снежной колонки. Полученные значения потоков, температуры снега на поверхности и на глубинах записываются в программе *main* и выводятся в итоговые текстовые файлы результатов.

На первом шаге по времени, поскольку начальный профиль в снеге и температура его поверхности определены, либо снежный покров отсутствует, подпрограмма *secant_method* не используется, а все потоки рассчитываются по этим данным с использованием соответствующих подпрограмм.

3.3. Радиационные характеристики снежного покрова

В случае задания в качестве входных данных модели прямой и рассеянной радиации суммарная радиация S определяется из подпрограммы *radiation_slope* (параграф 3.8).

Плотность потока отраженной коротковолновой радиации является расчетной величиной и определяется через приходящую суммарную

коротковолновую радиацию S , как $\alpha_{sn} \cdot S$. Поэтому определение в модели отраженной радиации основывается на вычислении альbedo снежного покрова α_{sn} , которое производится в отдельной подпрограмме *reflected_flux*.

В то же время для горных ледников характерно изменение характера поверхности в течение года, что значительно увеличивает пространственную неоднородность альbedo. При этом альbedo снежного покрова существенно зависит как от спектрального состава солнечной радиации [Wiscombe, Warren, 1980], так и от структуры кристаллов верхнего слоя снега [Кузьмин, 1957; Warren, 1982]. С учетом изменения спектрального состава солнечной радиации с высотой и активного метаморфизма снега в горах эти эффекты должны быть учтены при выборе параметризации альbedo снега в специализированной модели для горных ледников.

Поэтому в качестве одной из наиболее перспективных была выбрана параметризация альbedo из блока снежного покрова LSM ISBA [Decharme et al., 2016]. Отражательная способность снега в ней определяется в 3 спектральных диапазонах: УФ и видимом (1), двух диапазонах БИК излучения (0.8–2.8 мкм (2) и 1.5–2.8 мкм (3)), а затем за счет осреднения с соответствующими весами находится интегральное значение альbedo. В таком случае значение альbedo снежного покрова записывается соответственно для этих диапазонов следующим образом:

$$\alpha_{sn}(1) = \max \left[0.6, \min \left(0.92, 0.96 - 1.58 \sqrt{d_{opt}} \right) - \min \left(1, \max \left(\frac{1}{2}, \frac{I}{P_a} \right) \right) \right] \quad (3.3.1)$$

$$\alpha_{sn}(2) = \max \left[0.3, 0.9 - 15.4 \sqrt{d_{opt}} \right], \quad (3.3.2)$$

$$\alpha_{sn}(3) = 0.88 + 346.2 \cdot \min(0.0023, d_{opt}) - 32.31 \sqrt{\min(0.0023, d_{opt})} \quad (3.3.3)$$

где A_{sn} – возраст верхнего слоя снега (дни), $A_{ref} = 60$ – референсное значение возраста снега (дни); P_a – атмосферное давление (гПа), $P_{ref} = 870$ – референсное значение давления (гПа), а оптический диаметр снежного покрова d_{opt} (м) определяется изменениями плотности снежного покрова ρ_{sn} (кг/м³) и возрастом верхнего слоя снега:

$$d_{opt} = \min[d_{max}, 1.6 \cdot 10^{-4} + 1.1 \cdot 10^{-13} \times \rho_{sn}^4 + 0.5 \cdot 10^{-4} \times m] \quad (3.3.4)$$

Данная параметризация реализована в алгоритме созданной модели, однако не может использоваться в полной мере, поскольку для нее необходимы точные данные о спектральном составе солнечной радиации на различных расчетных высотах. Однако ее применение целесообразно в перспективе при работе в связке с многоуровневой моделью атмосферы.

Поэтому на данный момент рабочей является **параметризация интегрального альbedo снега, разработанная для модели снежного покрова SPONSOR** и подробно описанная в работе [Турков и др., 2024]. В ней учитывается влияние метеорологических условий на альbedo свежего снега α_{new} :

$$\alpha_{new} = 0.96 - \max(0, 3.4 \cdot 10^{-4} \cdot \rho_{new} - 2.8 \cdot 10^{-2}), \quad (3.3.5)$$

где ρ_{new} – плотность свежевypавшего снега ($\text{кг}/\text{м}^3$).

Альbedo снежного покрова в схеме вычисляется по следующей формуле:

$$\alpha_{sn} = \max(\alpha_{melt}, \alpha_{new} - S_{alb}). \quad (3.3.6)$$

Здесь $\alpha_{melt} = 0.3$ – минимально возможное альbedo сплошного снежного покрова, а S_{alb} – это сумма различных факторов в изменение альbedo:

$$S_{alb} = \Delta\alpha_{den} + \Delta\alpha_{temp} + \Delta\alpha_{old} + \Delta\alpha_{gr} + d_{pol} - \Delta\alpha_{sol}. \quad (3.3.7)$$

Здесь $\Delta\alpha_{den}$ отвечает за изменения альbedo в зависимости от средневзвешенного возраста и средневзвешенной по массе плотности верхнего слоя снега:

$$\Delta\alpha_{den} = K_{den} \cdot (0.18 - 0.05 \cdot K_{den}), \quad (3.3.8)$$

где безразмерный параметр плотности снега K_{den} выражается как:

$$K_{den} = F_{age} \cdot \sqrt{\frac{\rho_{sn1}}{\rho_{ref}}}, \quad (3.3.9)$$

где ρ_{sn1} – плотность верхнего слоя снега ($\text{кг}/\text{м}^3$), ρ_{ref} – базовая плотность снега равная 250 ($\text{кг}/\text{м}^3$). А безразмерный параметр возраста снега F_{age} равен:

$$F_{age} = \frac{A_{sn}}{(A_{sn} + 0.7)}. \quad (3.3.10)$$

Безразмерный член $0 \leq \Delta\alpha_{temp} \leq 0.1$ учитывает влияние приземной температуры воздуха T_a (К) на температуру поверхности и метаморфизм снега, особенно вблизи и выше температуры таяния $T_f = 273.16$ К:

$$\Delta\alpha_{temp} = K_{sky} \cdot \frac{(T_a - T_f + 5)}{T_f}. \quad (3.3.11)$$

Здесь $1 \leq K_{sky} \leq 2$ – коэффициент, учитывающий ускоренный метаморфизм снега при больших значениях прямой солнечной радиации:

$$K_{sky} = S_{sol} / (500 \cdot \sin\theta), \quad (3.3.12)$$

где S_{sol} – величина суммарной солнечной радиации ($\text{Вт}/\text{м}^2$), $\sin\theta$ – синус высоты Солнца.

Безразмерный член $\Delta\alpha_{old}$ имеет целью учет изменения альbedo за счет фонового загрязнения и влияния на альbedo слоев снега с большим возрастом:

$$\Delta\alpha_{old} = (0.02 + d_{pol}) \cdot K_h \cdot \frac{A_{sn}}{A_{ref}}, \quad (3.3.13)$$

K_h определяется как:

$$K_h = \max\left(0.5, \frac{P_a}{P_{ref}}\right), \quad K_h \leq 1.1, \quad (3.3.14)$$

а d_{pol} – поправка, учитывающая поступление фоновых загрязнений, которая может считаться близкой к 0 для высокогорных районов.

Параметр $\Delta\alpha_{gr}$ – учитывает влияние на альbedo подстилающей поверхности за счет частичной прозрачности тонкого снежного слоя толщиной менее 0.15 м:

$$\Delta\alpha_{gr} = 0.25 \cdot (1 - \alpha_0)(\alpha_{sn,t-1} - \alpha_0) \cdot \exp(-20 \cdot h_{sn}) \quad (3.3.15)$$

Где α_0 – альbedo подстилающей снег бесснежной поверхности; $\alpha_{sn,t-1}$ – альbedo поверхности снега на предыдущем шаге по времени, h_{sn} – высота

снежного покрова (м). В данном случае альbedo подстилающей поверхности берется равным 0.34, что соответствует альbedo льда согласно [Oerlemans, Knar, 1998].

Последний член уравнения (3.3.7) $\Delta\alpha_{sol}$ учитывает увеличение альbedo при небольшой высоте Солнца за счет отражения солнечных лучей. Однако в данной версии модели этим эффектом пренебрегается.

Также в модели существует опция использования более упрощенной параметризации альbedo из работы [Oerlemans, Knar, 1998]. Эта параметризация была выбрана, поскольку она разработана специально для задач гляциоклиматологического моделирования и основана на данных наблюдений на ледниках Альп. В ней альbedo снега α_{sn} определяется только экспоненциальной зависимостью от его возраста:

$$\alpha_{sn} = \alpha_f + \alpha_{sn,new} \left(-\alpha_f \cdot \exp\left(\frac{S}{\tau}\right) \right), \quad (3.3.16)$$

где $\alpha_{sn,new} = 0.75$ – альbedo свежего снега, $\alpha_f = 0.53$ – альbedo фирна, $\tau = 22$ – скорость изменения альbedo от свежего снега до фирна (дни), S – время после последнего снегопада (дни). Итоговое значение альbedo поверхности на леднике вычисляется с учетом

$$\alpha = \alpha_{sn} + \alpha_i \left(-\alpha_{sn} \cdot \exp\left(\frac{h}{d^*}\right) \right), \quad (3.3.17)$$

в которой h – высота снежного покрова (см); $d^* = 3$ – характерный масштаб глубины снежного покрова (см).

Восходящая длинноволновая радиация рассчитывается исходя из температуры поверхности T_s по закону Стефана-Больцмана, как $\epsilon\sigma_{SB}T_s^4$. Для удобства расчеты производятся в отдельной подпрограмме *ulwr_flux*.

В то же время снег не является абсолютно черным телом, поэтому коэффициент серости (излучения) ϵ для него отличается от 1. Причем эта величина зависит от структурных особенностей снежного покрова и, строго говоря, не

является постоянной. Так, еще в 1930-е и в 1950-е годы Фалькенбергом и Гаевским соответственно в экспериментальных условиях было получено, что значение ϵ варьируется от 0.969 до 0.995. В классической работе Кузьмина [Кузьмин, 1957] коэффициент серости определяется равным 0.98, что принимается так же и в более поздних работах [Armstrong, Brun, 2008]. Такое же значение введено по умолчанию в большинство моделей снежного покрова, в том числе и в модель SPONSOR. Поэтому в рассматриваемой схеме снежного покрова значение коэффициента серости так же задано равным 0.98.

3.4. Численное решение задачи теплопроводности

Основой теплового блока модели снежного покрова является численное решение задачи Коши для уравнения теплопроводности (1.2.1) на равномерной конечно-разностной сетке с заданным количеством уровней. Поскольку температура поверхности определяется в подпрограмме *secant_method*, то могут быть использованы граничные условия I рода: $T(0, t)$. Таким образом, может быть составлена задача Дирихле для одномерного уравнения теплопроводности, имеющая вид:

$$c\rho \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + Q(z, t), \quad (3.4.1)$$

с начальным условием:

$$T(z, 0) = T_0 \quad (3.4.2)$$

и граничными условиями:

$$T(0, t) = T_s, \quad T(H, t) = T_H. \quad (3.4.3)$$

Численное решение задачи теплопроводности основано на методе конечных разностей [Крайнов, Миньков, 2016]. В таком случае осуществляется переход от исходной дифференциальной задачи (3.4.1–3.4.3) к разностной. Для этого область непрерывного изменения искомой функции заменяется дискретным множеством точек, координаты которых определяются как:

$$\xi_k = kh, \quad k = 0, 1, 2, \dots, K, \quad \tau^n = n\Delta\tau, \quad n = 0, 1, 2, \dots, \quad (3.4.4)$$

где h – шаг сетки по пространству, $\Delta\tau$ – шаг сетки по времени, k – номер шага по пространству, n – номер шага по времени. Таким образом, используется равномерная по пространству и времени конечно-разностная сетка.

Для достижения абсолютной устойчивости решения уравнения теплопроводности была выбрана *неявная схема* , которая для случая переменного коэффициента температуропроводности a имеет следующий вид (здесь и далее: индексы n относятся к шагу по времени, k – по пространству):

$$\frac{T_k^{n+1} - T_k^n}{\Delta\tau} = \frac{a_{k+1/2}T_{k+1}^{n+1} - (a_{k+1/2} + a_{k-1/2})T_k^{n+1} + a_{k-1/2}T_{k-1}^{n+1}}{h^2} + Q_k^n. \quad (3.4.5)$$

Преобразовывая (3.4.5) и вводя число Куранта $r = \Delta\tau/h^2$, получаем:

$$a_{k+1/2}rT_{k+1}^{n+1} - T_k^{n+1} - (a_{k+1/2} + a_{k-1/2})rT_k^{n+1} + a_{k-1/2}rT_{k-1}^{n+1} = -T_k^n - (3.4.6)$$

В неявной схеме при аппроксимации уравнения теплопроводности искомый элемент T_k^{n+1} должен определяться из системы линейных уравнений:

$$\begin{cases} B_0T_0^{n+1} + C_0T_1^{n+1} = F_0, \\ A_kT_{k-1}^{n+1} + B_kT_k^{n+1} + C_kT_{k+1}^{n+1} = F_k, \quad k = 1, 2, \dots, K-1, \\ A_KT_{K-1}^{n+1} + B_KT_K^{n+1} = F_K. \end{cases} \quad (3.4.7)$$

Для рассматриваемой схемы с граничными условиями Дирихле линейные коэффициенты уравнений имеют следующий вид:

$$\begin{cases} B_0 = 1, \quad C_0 = 0, \quad F_0 = T_0^{n+1}, \\ A_k = a_{k-1/2}r, \quad B_k = 1 - (a_{k+1/2} + a_{k-1/2})r, \quad C_k = a_{k+1/2}r, \quad F_k = -T_k^n - \Delta \\ A_K = 0, \quad B_K = 1, \quad F_K = T_K^{n+1}. \end{cases} \quad (3.4.8)$$

Данная линейная система может быть представлена в виде произведения матрицы линейных коэффициентов и матрицы значений искомой функции на $n+1$ временном слое. Матрица линейных коэффициентов имеет не нулевые элементы только на трех диагоналях, поэтому является трехдиагональной:

На первом этапе задаются и рассчитываются **теплофизические и структурные характеристики снежного покрова**. Для этих величин используются эмпирические зависимости прежде всего от плотности снега ρ_{sn} , выраженной в кг/м^3 . Для расчета коэффициента теплоемкости снега используется зависимость из [Yen, 1981]:

$$c_{sn} = \frac{c_i \rho_{sn}}{\rho_i}, \quad (3.4.9)$$

где c_i – коэффициент теплоемкости льда ($\text{Дж/кг}\cdot\text{К}$), ρ_i – плотность льда (кг/м^3). Для уточнения этих характеристик используются зависимости Вайнберга для температуры:

$$c_i = c_{i0} \cdot (1 - 1.58 \cdot 10^{-4} \cdot t), \quad \rho_i = \rho_{i0} \cdot (1 + 3.7 \cdot 10^{-3} \cdot t), \quad (3.4.10)$$

здесь c_{i0} – коэффициент теплоемкости льда при $0 \text{ }^\circ\text{C}$ ($\text{Дж/кг}\cdot\text{К}$), ρ_{i0} – плотность льда при $0 \text{ }^\circ\text{C}$ (кг/м^3), t задается как значение температуры поверхности в градусах Цельсия.

Для расчета коэффициента теплопроводности снега предлагается использование нескольких вариантов эмпирических зависимостей от плотности снега. Наиболее известными из них можно назвать формулы [Yen, 1981] и [Sturm et al., 1997], представленные ниже в соответствующем порядке:

$$\lambda_{sn} = 2.22362 \cdot \left(\frac{\rho_{sn}}{\rho_w}\right)^{1.88}, \quad (3.4.11)$$

$$\lambda_{sn} = 0.138 - 1.01\rho_{sn} + 3.233\rho_{sn}^2 \quad \text{при } 0.156 \leq \rho_{sn} \leq 0.6. \quad (3.4.12)$$

Здесь $\rho_w = 1000 \text{ кг/м}^3$ – плотность воды, а плотность снега в формуле Штурма выражается в г/см^3 .

В последнее время наибольшее распространение получили уточненные эмпирические зависимости коэффициента теплопроводности снега от плотности в виде многочлена второго порядка, аналогичные формуле Штурма. Одной из таких является зависимость, представленная в [Осокин и др., 2017]:

$$\lambda_{sn} = 9.165 \cdot 10^{-2} - 3.814 \cdot 10^{-4} \rho_{sn} + 2.905 \cdot 10^{-6} \rho_{sn}^2 \quad (3.4.13)$$

В то же время, как показано в [Calonne et al., 2011], зависимость Йена показывает более точное совпадение с современными экспериментальными данными по сравнению с зависимостью Штурма.

Эти зависимости использовались в предыдущих версиях при разработке модели и остаются доступными. Однако в данный момент расчет коэффициента теплопроводности снега производится по более продвинутой параметризации [Sun et al., 1999], в неявном виде учитывающей перенос водяного пара в снеге в зависимости от атмосферного давления P_a , что важно в высокогорных условиях:

$$\lambda_{sn} = \lambda_{ice} \left(\frac{\rho_{sn}}{\rho_w} \right)^{1.88} + \frac{P_0}{P_a} \times \max \left(0, -0.06 - \frac{2.54}{T_k^n - 289.99} \right), \quad (3.4.14)$$

где $P_0 = 1000$ – референсное значение атмосферного давления (гПа).

Коэффициент температуропроводности a_{sn} рассчитывается по определению на основе полученных значений коэффициента теплопроводности и теплоемкости снега:

$$a_{sn} = \lambda_{sn} / c_{sn} \rho_{sn}. \quad (3.4.15)$$

Также в модели учитывается **возможность фазовых переходов внутри снежного покрова**. В таком случае производится расчет выделения (или затраты) тепла на фазовый переход в зависимости от доступного количества жидкой влаги или доступной энергии таяния. Это значение добавляется в правую часть уравнения 3.4.5 в переменную Q_k^n .

Также в созданной модели учтено **проникновение солнечной радиации в снежную толщу по закону Бугера-Ламберта** аналогично подходу в модели SPONSOR, где значение коэффициента ослабления β (m^{-1}) задается в зависимости от плотности снега на основе [Кузьмин, 1957; Jordan, 1991]:

$$S_{sn} = S \cdot e^{-\beta H_{sn}(t)}, \quad \beta = \min(0.65, 0.25 \rho_{sn}) \quad (3.4.16)$$

Эта величина оказывается существенной на глубинах до 10–15 см. Значение S_{sn} также добавляется в правую часть уравнения 3.4.5 в переменную Q_k^n .

После подготовительного этапа реализуется решение уравнения теплопроводности на заданной пространственно-временной сетке через решение

системы уравнений (3.4.7). В подпрограмме *MATRIX_FACTORS* осуществляется матричная прогонка с последовательным определением прогоночных коэффициентов. В то же время в виде вектора создается правая часть системы (3.4.7). Решение системы производится в подпрограмме *SOLVE_SYSTEM*, а затем осуществляется запись искомых значений температуры в узлах пространственной сетки. На последнем шаге вычисляется величина потока тепла в снег.

Стоит также отметить, что в записи решения уравнения теплопроводности с переменным коэффициентом температуропроводности (3.4.6) используются коэффициенты температуропроводности для середины слоя выше расчетного узла ($\overline{a_{k+\frac{1}{2}}}$) и для середины слоя ниже расчетного узла ($\overline{a_{k-\frac{1}{2}}}$). Однако плотность снега, которая задается в модели, также относится скорее не к конкретной глубине (узлу сетки), а является средней для слоя между узлами. Поэтому в модели не производится осреднение коэффициента температуропроводности между двумя узлами, а принимается, что величинам $\overline{a_{k+\frac{1}{2}}}$ и $\overline{a_{k-\frac{1}{2}}}$ соответствуют значения $\overline{a_{k+1}}$ и $\overline{a_{k-1}}$.

На границе «лед-снег» значение температуры $\overline{T_H}$ определяется с учетом температуры на предыдущем шаге по времени и тепловых потоков из вышележащих слоев снега и из толщи льда по закону теплопроводности Фурье (уравнение 1.2.1). Полученное значение $\overline{T_H}$ считается нижним граничным условием для решения системы на следующем шаге по времени.

Поскольку высота снежного покрова меняется, а пространственная сетка решения уравнения теплопроводности выбрана равномерной, то на каждом шаге по времени производится смещение расчетных уровней в снегу на сетку с новым шагом. При этом производится пересчет всех характеристик снежного покрова.

В случае если высота снежного покрова оказывается достаточно малой (принято значение менее 0.05 м), то по аналогии с моделями HTESSEL-ML и Noah-MP решение уравнения теплопроводности производится не на подробной пространственной сетке, а снежный покров считается однослойным и производится расчет только температуры на нижней границе снега $\overline{T_H}$, а также всех основных

теплофизических характеристик. При отсутствии снежного покрова на леднике производится расчет только компонент теплового баланса поверхности и определяется температура поверхности льда.

На данный момент в созданной модели используется сетка с 6 уровнями по пространству и шагом по времени 1 или 3 часа (в зависимости от доступных входных данных). Однако ряд численных экспериментов с моделью показал, что могут быть использованы различные варианты количества уровней и временного шага.

3.5. Восстановление турбулентных потоков явного и скрытого тепла

В созданной модели снежного покрова расчеты турбулентных потоков явного и скрытого тепла производятся на основе *теории подобия Монина-Обухова* [Монин, Яглом, 1965]. Для реализации данного метода используется подпрограмма *get_fluxes* в модуле *surf_fluxes*.

Метод Монина-Обухова основан на теории размерностей и выражении турбулентных потоков тепла и влаги через универсальные безразмерные функции. Метод применим в условиях горизонтальной однородной подстилающей поверхности, стационарности метеорологических условий и неизменности по высоте турбулентных потоков. Для построения безразмерных функций могут быть введены масштабы для скорости трения u_* (м/с), удельной влажности q_* (кг/кг) и температуры T_* (к), а также масштаб длины Монина-Обухова L_{MO} :

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}; \quad T_* = -\frac{H}{\kappa c_p \rho u_*}; \quad q_* = -\frac{E}{\kappa \rho u_*}; \quad L_{MO} = \frac{u_*^2}{\kappa^2 \beta T_*}, \quad (3.5.1)$$

где τ – напряжение трения ветра (Н/м²), $\kappa = 0.4$ – постоянная фон Кармана, $\beta = \frac{g}{T}$ – параметр плавучести (м/(с²·К)).

Тогда потоки тепла и водяного пара выражаются в виде:

$$H = c_p \rho u_* T_*; \quad LE = L \rho u_* q_*, \quad (3.5.2)$$

В то же время поведение универсальных функций в случаях различной стратификации атмосферы неодинаково и изучено в [Монин, Яглом, 1965; Зилитинкевич, 1970]. В качестве оценки стратификации атмосферы используется объемное число Ричардсона Ri_b для влажного воздуха:

$$Ri_b = \beta z \frac{1 + 0.5e_p(q + q_s) \cdot (T - T_s) + 0.5e_p(q - q_s) \cdot (T + T_s)}{V^2}, \quad (3.5.3)$$

где $z = 2\text{ м}$ – уровень измерений температуры T (К), удельной влажности воздуха q и скорости ветра V (м/с); T_s – температура поверхности (К); q_s – удельная влажность воздуха у поверхности (кг/кг); $e_p = (R_v - R_d)/R_d$, в котором $R_d = 287.1$ – удельная газовая постоянная сухого воздуха, $R_v = 461.5$ – удельная газовая постоянная влажного воздуха.

В случае стратификации, близкой к безразличной ($|Ri_b| < 10^{-6}$), используется метод балк-формул:

$$H = c_p \rho (T - T_s) \frac{V \cdot \kappa^2}{\ln z/z_0 \cdot \ln z/z_{0t}}, \quad LE = L \rho (q - q_s) \frac{V \cdot \kappa^2}{\ln z/z_0 \cdot \ln z/z_{0t}} \quad (3.5.4)$$

Здесь ρ – плотность воздуха (кг/м³), $\kappa = 0.4$ – постоянная фон Кармана, z_0 и z_{0t} – параметры динамической и термической шероховатости соответственно. В работе [Торопов и др., 2018] было показано, что для поверхности горного ледника в первом приближении можно принять из следующие значения: $z_0 = 1$ мм и $z_{0t} = 0.1$ мм.

Критерием чрезмерно устойчивой стратификации атмосферы является $Ri_b \geq C_h/C_m^2$, в котором $C_h = 7.8$ – линейный коэффициент профиля температуры при устойчивой стратификации, а $C_m = 4.8$ – линейный коэффициент профиля ветра при устойчивой стратификации. При выполнении данного условия считается, что турбулентные потоки явного и скрытого тепла равны 0.

Прочие случаи можно отнести к слабо устойчивой и неустойчивой стратификации. Ключевыми параметрами здесь являются безразмерные функции Буссингера-Дайера [Businger et al., 1971; Dyer, 1974] Ψ_m и Ψ_h , а также параметр ζ :

$$\zeta = \frac{Ri_b \Psi_m^2}{Pr \Psi_h}, \quad (3.5.5)$$

где Pr – число Прандтля для воздуха. Безразмерные функции Ψ_m и Ψ_h определяются в зависимости от z_0 и z_{0t} , а также ζ , поэтому решение находится итерационным методом за 10 шагов.

Турбулентные потоки явного и скрытого тепла в таком случае рассчитываются на основе полученных безразмерных функций, как:

$$\begin{aligned} H &= c_p \rho (T - T_s) \frac{V \cdot \kappa^2}{Pr \cdot \Psi_h(\zeta, z, z_0, z_{0t}) \cdot \Psi_m(\zeta, z, z_0)}, \\ LE &= L \rho (q - q_s) \frac{V \cdot \kappa^2}{Pr \cdot \Psi_h(\zeta, z, z_0, z_{0t}) \cdot \Psi_m(\zeta, z, z_0)}. \end{aligned} \quad (3.5.6)$$

3.6. Методика оценки сублимации кристаллов льда при метелях

Как уже было сказано ранее, сублимация кристаллов льда в воздухе является одной из составляющих баланса массы снежного покрова на леднике, а также фактором потери тепла в воздухе. На основе работ [Bintanja, 2001; Dery et al., 1998] был создан численный алгоритм расчета скорости сублимации кристаллов льда при метелях. В рассматриваемой модели скорость сублимации кристаллов и затраты тепла на этот процесс рассчитываются в подпрограмме *sublimation*.

Скорость сублимации в метели на заданной высоте рассчитывается как:

$$S(z) = - \sum_r M_r \frac{\partial}{\partial r} \left[\frac{n_r}{4\pi r^2 \rho_p} \left(\frac{\partial m}{\partial t} \right)_r \right]. \quad (3.6.1)$$

Где ключевой величиной является скорость изменения массы сублимирующей частицы согласно [Thorpe, Mason, 1966]:

$$\left(\frac{\partial m}{\partial t}\right)_r = \frac{2\pi r \left(\frac{q}{q_s} - 1\right) - \frac{Q_r}{k_T T} \frac{1}{Nu} \left(\frac{\lambda_s M_w}{R_g T} - 1\right)}{\frac{\lambda_s}{k_T T} \frac{1}{Nu} \left(\frac{\lambda_s M_w}{R_g T} - 1\right) + \frac{1}{k_v q \rho_f Sh}} \quad (3.6.2)$$

Здесь r – радиус частицы (м), q – удельная влажность (кг/кг), q_s – удельная влажность насыщенного воздуха на поверхности снега (кг/кг), λ_s – удельная теплота сублимации (Дж/кг), k_T – коэффициент теплопроводности воздуха (Вт/м·К), k_v – коэффициент диффузии водяного пара (м²/с), M_w – молекулярная масса водяного пара (кг/моль), R_g – удельная газовая постоянная для сухого воздуха (Дж/кг·К), T – температура воздуха (К), ρ_f – плотность воздуха (кг/м³), Q_r – солнечная радиация, поступающая на частицу, выражающаяся через приходящую суммарную радиацию S и альбедо льда α_i следующим образом [Schmidt, 1991]:

$$Q_r = \pi r^2 (1 - \alpha_i) S, \quad (3.6.3)$$

Скорость сублимации определяется степенью турбулизованности атмосферы в приземном слое, критерием которой является число Рейнольдса:

$$Re = \frac{2r(V_r + \sigma_e)}{\nu}, \quad (3.6.4)$$

где ν – кинематическая вязкость (м²/с), σ_e – среднеквадратическое отклонение скорости ветра (м/с), V_r – предельная скорость падения частицы в неподвижном воздухе (м/с), которая может определяться из квадратного уравнения:

$$V_r^2 + \frac{6.203\nu}{r} V_r - \frac{1.379\rho_p g r}{\rho_f} = 0, \quad (3.6.5)$$

где ρ_p – плотность частиц льда (кг/м³).

Соотношение интенсивности процессов конвекции и диффузии выражается числами Нуссельта Nu и Шервуда Sh для тепло- и массообмена соответственно. Выраженность конвективных процессов определяется степенью турбулизованности атмосферы, поэтому упрощённо эти числа определяются в следующем виде:

$$Nu \approx Sh = 1.88 + 0.58\sqrt{Re}. \quad (3.6.6)$$

Далее необходим расчет массы частиц M_r с радиусом r :

$$M_r = \frac{4}{3}\pi\rho_p r^3. \quad (3.6.7)$$

Для описания распределения частиц по размерам для природных объектов чаще всего используется наиболее общий случай непрерывных распределений, а именно гамма-распределение с коэффициентами α и β :

$$P(r) = \frac{e^{-\frac{r}{\beta}} r^{\alpha-1}}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)}. \quad (3.6.8)$$

Коэффициент α обычно принимается равным двум, а коэффициент β эмпирически зависит от высоты:

$$\beta = 37.5 - 1.89z, \quad (3.6.9)$$

где гамма-функция $\Gamma(\alpha) = \Gamma(2) = 1$.

Таким образом, зная теоретическое распределение частиц по размерам, можем рассчитать число частиц n_r с радиусом r как:

$$n_r = N * P(r), \quad (3.6.10)$$

где N – общее число частиц. Рассчитать общее число частиц можно, зная общую массу M частиц снега, измеренную метелемером, и среднюю массу частиц \bar{M} :

$$N = \frac{M}{\bar{M}}. \quad (3.6.11)$$

Средняя масса частиц определяется из теоретического распределения. Согласно [Bintanja, 2001], средний радиус при заданном распределении равен 100 мкм, то есть средняя масса равна $3.768 * 10^{-9}$ кг.

Для расчетов обычно выбирается радиус r в диапазоне 0–600 мкм с шагом 10 мкм. При этом для каждого значения r рассчитывается величина $\left(\frac{\partial m}{\partial t}\right)_r$. Помимо основных метеорологических параметров в качестве входных данных для алгоритма необходимы сведения о суммарном метелевом переносе за расчетный период, а также о стандартном отклонении скорости ветра, которые могут быть получены из данным наблюдений, либо, определены расчетными методами на

основе данных реанализа. На данный момент применяются эмпирические зависимости, полученные по данным прямых наблюдений в зоне аккумуляции ледника Гарабаши и описанные в [Дроздов и др., 2024].

Результатом работы подпрограммы *sublimation* является скорость сублимации кристаллов в метели ($\text{кг}/\text{м}^2 \cdot \text{с}$) на каждом шаге по времени. Для перехода к затратам тепла на сублимацию ($\text{Вт}/\text{м}^2$) скорость сублимации умножается на удельную теплоту сублимации при фазовом переходе лед-водяной пар ($L_s = 2.833 \cdot 10^6$).

Стоит отметить, что поверхность снега теряет массу за счет метелевой сублимации, однако сам процесс испарения кристаллов происходит в воздухе на некоторой высоте над поверхностью. По этой причине затраты тепла на сублимацию не участвуют напрямую в тепловом балансе поверхности, но изменяют тепловой режим и поверхности снега, и воздуха. При этом в слое метелевого переноса, который может распространяться на высоту от 0.2 до 5 м, наблюдается инверсия температуры [Budd, 1966; Schmidt, 1982; Dery et al., 1998]. Однако как показано в исследованиях [Dery et al., 1998; Бычкова, Рубинштейн, 2016] этот эффект незначительный и охлаждение воздуха на высоте 2 м над поверхностью снега не превышает 0.2 К. Условия, близкие к изотермии в метелевом слое объясняются тепловым балансом, близким к нулю. Так, данные наблюдений [Dery et al., 1998; Bintanja, 2000b; Bintanja 2001] показывают, что при интенсивном метелевом переносе суммарные затраты тепла на испарение ледяных кристаллов в воздухе компенсируются потоком явного тепла. Можно также считать, что вся солнечная радиация, согласно уравнению (3.6.2) затрачивается на сублимацию ледяных кристаллов в воздухе и не влияет на поверхность снега, а из квазиизотермического профиля температуры следует близкое соответствие нисходящего и восходящего потоков длинноволновой радиации. Кроме того, как показано в [Bintanja, 2000b], классическая теория подобия Монино-Обухова для расчета турбулентных потоков тепла не может применяться при метелевом переносе ввиду потери тепла за счет сублимации.

По этим причинам в модели сделано допущение, что при интенсивном метелевом переносе и значении затраты тепла на сублимацию ледяных кристаллов в воздухе более $10 \text{ Вт}/\text{м}^2$, значение теплового баланса поверхности снега равно 0,

при этом производится расчет всех компонент теплового баланса, однако температура поверхности снега задается равной температуре воздуха на 2 м. В то же время полученное значение метелевого испарения учитывается в балансе массы снежного покрова.

3.7. Расчет водного баланса снежного покрова

Изменение во времени количества водного эквивалента снежного покрова WE (м) происходит в зависимости от количества выпадающих осадков P , скорости испарения E и сублимации S_z снега и слоя таяния M (все – в мм за шаг по времени), что выражается в виде уравнения водного баланса снежного покрова:

$$\frac{\partial WE}{\partial t} = P - E - S_z - M \quad (3.7.1)$$

Количество выпадающих осадков задается в качестве входных данных для модели на каждом шаге по времени. При этом предварительно используется модель орографического добавка к осадкам [Торопов и др., 2022], более подробно описанная в параграфе 3.8. Также производится разделение выпадающих осадков на твердые и жидкие: аналогично подходу, использованному в модели SNOWPACK [Bartelt, Lehning, 2002], принимается, что все осадки при температуре воздуха ниже $+1.2^\circ\text{C}$ выпадают в виде снега, в обратном случае они считаются дождем. В обоих случаях выпадение осадков увеличивает водный эквивалент снежного покрова, однако в случае осадков в виде дождя увеличение высоты снежного покрова не происходит, а вся влага идет на насыщение верхнего слоя снежного покрова жидкой влагой.

Слой испарения и метелевой сублимации ледяных кристаллов с поверхности снега определяется соответственно из расчетов, приведенных в параграфах 3.5 и 3.6. При этом допускается, что испарение влаги может происходить только при условиях, когда температура снежного покрова равна 0°C , а метелевая сублимация – только при отрицательной температуре поверхности.

Для расчета процесса **таяния снежного покрова** создана отдельная подпрограмма *melting*. Считается, что процесс таяния снега начинается на поверхности в случае, если расчетное значение температуры поверхности снега

оказывается положительным. Тогда значение температуры поверхности снега принимается равным 0°C , а весь избыток тепла E_{melt} на поверхности идет на таяние верхнего слоя снега. В таком случае слой таяния снежного покрова на верхнем уровне определяется следующим выражением:

$$M = \frac{E_{melt}}{L_i \cdot \rho_{sn}} \cdot dt, \quad (3.7.2)$$

где L_i – удельная энергия плавления льда (Дж/кг); dt – шаг по времени (с); ρ_{sn} – плотность слоя снежного покрова (кг/м³). Аналогично может происходить таяние снежного покрова на каждом расчетном уровне в случае, если температура снежной толщи на этом уровне достигла 0°C и присутствует избыток тепла в слое.

Кроме того, образовавшаяся вода в жидком виде просачивается вглубь снежного покрова. Для этого реализован алгоритм вычисления насыщения каждого уровня снега с использованием *метода резервуаров*. Подобный метод является вычислительно эффективным и широко используется при моделировании снежного покрова [Munneke et al., 2014; Wever et al., 2014], но в то же время имеет ряд ограничений. Так, метод резервуаров подразумевает, что каждому слою снега соответствует определённая максимальная водоудерживающая способность, при превышении которой избыток воды не может идти на насыщение слоя и просачивается ниже на следующий уровень. Это происходит до тех пор, пока вся жидкая влага не распределится по уровням в снежном покрове. Кроме того, при отрицательном значении температуры снега в слое жидкая влага может замерзнуть и превращаться в лёд, а выделившаяся энергия учитывается в тепловом балансе данного уровня. Поэтому на каждом шаге по времени для каждого уровня рассчитывается текущее количество жидкой влаги и льда. Также считается, что таяние в снежной толще в первую очередь реализуется за счет фазового перехода «лёд-вода» в поровом пространстве.

Максимальная водоудерживающая способность снега отражает свободное поровое пространство в снеге и является сложно определяемым параметром. В классических работах [Кузьмин, 1957; Anderson, 1976] значение этой величины приводится в пределах от 3 до 12% массы снега в зависимости от его плотности. Сходные оценки приводятся и по результатам измерений в Альпах [Heilig et al.,

2015]. На данный момент в представленной модели значение максимальной водоудерживающей способности снега на каждом уровне $W_{\max}(i)$ рассчитывается на основе зависимости от плотности снега ρ_{sn} , предложенной в [Кондратьев, Воронцова, 1989]:

$$W_{\max}(i) = \exp(-4 \cdot \rho_{sn}(i)) - 0.04. \quad (3.7.3)$$

При этом считается, что значение максимальной водоудерживающей способности не может быть нулевым или превышать заданное значение для свежего влажного снега (равное 0.4). Аналогичная зависимость применяется в модели снежного покрова SPONSOR.

Также в случае, если все уровни снега в модели оказываются перенасыщенными жидкой водой, ее излишек уходит в сток и это количество слоя жидкости вычитается из общего водного эквивалента снежного покрова. В данной версии модели считается, что вся жидкая влага уходит в снеговой сток, а перераспределения влаги между различными точками на леднике не происходит. Кроме того, не происходит замерзания влаги на поверхности льда, что будет реализовано в рамках полноценной параметризации горного оледенения.

Важным процессом динамики снежного покрова является его *уплотнение со временем*. С учетом большой мощности снежного покрова на горных ледниках, а также высоких скоростях ветра необходимо использование подробной и физически обоснованной параметризации уплотнения снежного покрова, которая учитывала бы и гравитационное уплотнение нижних слоев снега, и ветровое уплотнение на его поверхности. Поэтому для добавления в представленную модель была выбрана параметризация из блока снежного покрова модели ISBA [Decharme et al., 2016], реализованная в отдельной подпрограмме.

Согласно ей изменение плотности снега ρ_{sn} на каждом шаге по времени и каждом расчетном уровне i в снежной толще определяется следующим образом:

$$\frac{\partial \rho_{sn}}{\partial t} = \rho_{sn}(i) \cdot \frac{\sigma(i)}{\eta(i)} + \max\left(0, \frac{\rho_{max} - \rho_{sn}(i)}{\tau_w(i)}\right), \quad (3.7.4)$$

где $\rho_{\max} = 350$ – максимальная плотность снега, ниже которой возможно ветровое уплотнение (кг/м^3); вертикальное давление вышележащих слоев снега $\sigma(i)$ (Па) определяется на каждом уровне как:

$$\left\{ \begin{array}{l} \sigma(1) = \frac{g \Delta z \rho_{sn}(1)}{2}, \\ \sigma(i) = g \sum_{j=1}^{i-1} \Delta z \rho_{sn}(j), \quad \forall i > 1 \end{array} \right. \quad (3.7.5)$$

Параметр вязкости снега $\eta(i)$ (Па·с) также определяется для каждого слоя с учетом функции учета жидкой влаги $f_w(i)$:

$$\eta(i) = \frac{\eta_0}{f_w(i)} \frac{\rho_{sn}(i)}{\rho_0} \exp\left(a_\eta \times \min(\Delta T_\eta, T_f - T_{sn}(i)) + b_\eta \rho_{sn}(i)\right), \quad (3.7.6)$$

$$f_w(i) = 1 + 10 \min\left(1, \frac{W(i)}{W_{\max}(i)}\right), \quad (3.7.7)$$

где η_0 – референсное значение вязкости снега (Па·с); $\rho_0 = 250$ – референсное значение плотности снега (кг/м^3), $W(i)$ – содержание жидкой влаги в слое снега (кг/м^2), а $W_{\max}(i)$ – максимально возможное содержание жидкой влаги в слое (кг/м^2).

Скорость ветрового уплотнения τ_w [Brun et al., 1997; Decharme et al., 2016] в уравнении 3.7.4 в модели учитывается только на верхнем уровне.

Также в случае выпадения твердых осадков отдельно рассчитывается плотность свежеснежавшего снега ρ_{snew} [Pahaut, 1976] в зависимости от температуры воздуха T_a ($^\circ\text{C}$) и скорости ветра V_a (м/с):

$$\rho_{snew} = a_p + b_p T_a + c_p V_a^{1/2} \quad (3.7.8)$$

При этом считается, что плотность свежего снега не может быть ниже 50 кг/м^3 , а общая плотность верхнего слоя снега при выпадении осадков вычисляется исходя из плотности верхнего слоя снега на предыдущем шаге по времени и плотности свежего снега пропорционально их высотам.

В качестве более простого варианта в модель была внедрена параметризация плотности по [Verseghy, 2012], используемая в моделях CLASS и Noah-MP. В ней изменение плотности снега $\overline{\rho_{sn}}$ происходит со временем $\overline{\Delta t}$, а значение плотности на следующем шаге по времени $\overline{\rho_{sn}^{t+1}}$ определяется значением на текущем шаге $\overline{\rho_{sn}^t}$:

$$\overline{\rho_{sn}^{t+1}} = (\overline{\rho_{sn}^t} - \overline{\rho_{sn,max}}) \cdot \exp\left(-\frac{0.01\overline{\Delta t}}{3600}\right) + \overline{\rho_{sn,max}}, \quad (3.7.9)$$

при этом максимальное значение плотности снега $\overline{\rho_{sn,max}}$ учитывает влияние гравитационного уплотнения через высоту снега $\overline{H_{sn}}$:

$$\overline{\rho_{sn,max}} = A_s - \frac{204.7}{\overline{H_{sn}}} \cdot (1 - \exp\left(-\frac{\overline{H_{sn}}}{0.673}\right)) \quad (3.7.10)$$

Данная параметризация использует упрощенный эмпирический подход для описания динамики плотности снежного покрова, а в работе [Niu et al., 2011] отмечается, что она занижает значения плотности снега. Однако ввиду своей простоты, эта схема используется в разработанной модели в случае, когда снежный покров имеет малую мощность.

После определения водного эквивалента каждого из слоев и снежного покрова в целом производится расчет высоты снежного покрова для каждого уровня, исходя из значения плотности снега на каждом уровне. Общая высота снежного покрова определяется как сумма высот каждого слоя.

Приведенный расчет компонент водного баланса и высоты снежного покрова на каждом шаге по времени реализован в отдельном модуле в подпрограмме *water_balance*. Расчет водного баланса снежного покрова на каждом шаге по времени производится после вычисления всего температурного режима снега, таким образом данные о плотности, высоте и водном эквиваленте снежного покрова передаются и используются на следующем временном шаге.

4.3. Методы расчета количества осадков и приходящей солнечной радиации в зависимости от высоты и экспозиции склонов

Корректная оценка динамики снежного покрова и горных ледников невозможна без качественных выходных данных по осадкам, а также без учета распределения приходящей солнечной радиации в зависимости от экспозиции

склона, его крутизны и закрытости горизонта. Важно отметить проблему, связанную с воспроизведением осадков в горных районах даже современными глобальными и мезомасштабными моделями атмосферы с пространственным шагом 0.1–0.25 градусов. Например, в случае Кавказа месячные суммы осадков могут воспроизводиться с ошибкой, превышающей значения межгодовой изменчивости [Toropov *et al.*, 2019]. Доступные данные крупномасштабных атмосферных моделей (в том числе реанализа ERA5, использованного далее в работе) позволяют получать значения осадков и компонент радиационного баланса только для средней высоты ячейки, которая в горных районах оказывается сильно заниженной. В таком случае, чтобы получить наиболее качественные значения осадков и приходящей солнечной радиации на леднике, необходимо производить модельный расчет изменения этих величин с высотой.

Для получения входных данных модели снежного покрова по осадкам предварительно применялась модель орографической компоненты осадков [Toropov *и др.*, 2022], основанная на алгоритме расчёта скорости конденсации водяного пара в воздухе, вынужденно поднимающегося вдоль горного склона с наветренной стороны. Данная схема представляет собой комбинацию уравнения Клаузиуса-Клайперона с упрощенным уравнением притока тепла для случая адиабатического охлаждения воздушной частицы, вынужденно поднимающейся вдоль горного склона. Такого рода схемы можно отнести к «моделям промежуточной сложности». С одной стороны, она существенно проще полного мезомасштабного моделирования, требующего огромных вычислительных ресурсов и мало реалистичного для климатических задач, с другой – сложнее, и главное более физически обоснована, чем статистические подходы.

Пересчет количества солнечной радиации происходит исключительно с учетом геометрических параметров: азимута и среднего угла наклона ледовой поверхности, а также закрытости горизонта. Использована хорошо известная зависимость Кондратьева, используемая с некоторыми модификациями [Muller, Scherer, 2005]. В итоге поступление прямой радиации на наклонную поверхность склона определяется как:

$$\underline{S_s(z) = S \text{ mask}_{shadow} [\cos \theta_N \sin \theta_S + \sin \theta_N \cos \theta_S \cos(\phi_S - \phi_N)]}, \quad (3.8.1)$$

где $\underline{S_s}$ – прямая радиация на наклонную поверхность ($\text{Вт}/\text{м}^2$), S – прямая радиация на перпендикулярную солнечным лучам площадку ($\text{Вт}/\text{м}^2$), Θ_s – высота Солнца; Θ_N – угол наклона склона, ϕ_s – азимут Солнца, ϕ_N – экспозиция склона (все – в градусах). Азимуты рассчитываются от направления на юг по часовой стрелке. Для задания наличия или отсутствия тени использовалась бинарная маска $\underline{\text{mask}_{\text{shadow}}}$: при наличии тени ее значение задается равным 0, при отсутствии 1.

Оценка рассеянной составляющей в суммарной радиации проводилась с учетом открытости горизонта:

$$\underline{D_s} = D * \text{svf}, \quad (3.8.2)$$

где $\underline{D_s}$ – рассеянная радиация с учетом закрытости горизонта ($\text{Вт}/\text{м}^2$), D – рассеянная солнечная радиация ($\text{Вт}/\text{м}^2$), $\underline{\text{svf}}$ – sky view factor в долях единицы: если $\underline{\text{svf}} = 0$, то горизонт закрыт полностью, при $\underline{\text{svf}} = 1$ он полностью открыт.

В том случае, если высота ледниковой поверхности и высота, для которой доступны входные данные о радиации, не совпадают (при использовании реанализа в большинстве случаев высота ячейки расположена ниже высоты ледника), вводится поправка нисходящих потоков прямой коротковолновой и длинноволновой радиации:

$$\underline{S_c(z)} = \underline{S_s(z)} + \gamma_s \Delta z, \quad (3.8.3)$$

$$\underline{LW_c(z)} = \underline{LW_s(z)} - \gamma_L \Delta z, \quad (3.8.4)$$

где $\underline{S_c(z)}$ и $\underline{LW_c(z)}$ – скорректированные потоки прямой и длинноволновой радиации, соответственно ($\text{Вт}/\text{м}^2$), Δz – перепад высот между высотой ледника и высотой входных данных (м), $\underline{\gamma_s}$ – эмпирический градиент [Barry, 2008], принятый равным $2.5 \text{ Вт}/\text{м}^2$ на 100 м, а $\underline{\gamma_L}$ – аналогичный коэффициент для длинноволновой радиации, равный $2 \text{ Вт}/\text{м}^2$ на 100 м.

На данном этапе расчеты приходящей коротковолновой и длинноволновой радиации, а также пересчет количества выпадающих осадков производится отдельно перед проведением численных экспериментов с моделью снежного покрова. Однако в дальнейшем, в рамках полной параметризации горного оледенения эти расчеты будут проводиться в рамках единой модели.

Глава 4. Верификация модели снежного покрова SnowDraw

На основе данных наблюдений, описанных в главе 2, а также данных некоторых горных полигонов проекта ESM-SnowMIP [Krinner et al., 2018] были проведены серии численных экспериментов с представленной моделью SnowDraw и блоком снежного покрова модели SPONSOR [Шмакин и др., 2009]. Также проводились численные эксперименты с представленной моделью и моделями Noah-MP [Niu et al., 2011] и SNOWPACK [Bartelt, Lehning, 2002] на основе данных реанализа ERA5. Более подробно постановка численных экспериментов описана в соответствующих параграфах, а ниже в таблице 4.1 приведены обобщенные сведения о проведенных численных экспериментах.

4.1. Верификация модели на данных полигонов ESM-SnowMIP

Чтобы оценить применимость созданной модели SnowDraw для воспроизведения эволюции снежного покрова были проведены серии численных экспериментов на основе многолетних данных полигонов международного проекта ESM-SnowMIP [Krinner et al., 2018; Menard et al., 2021]. Для них доступны высококачественные данные прямых наблюдений за температурой и влажностью воздуха, нисходящей суммарной и длинноволновой радиацией, количеством осадков, а также автоматические и ручные данные наблюдений за высотой снежного покрова, что делает данные полигоны лучшими точками для верификации. Поскольку модель SnowDraw нацелена на воспроизведение снежного покрова на горных ледниках, то для расчетов были выбраны только доступные горные полигоны проекта, к которым относятся: Weissfluhjoch в Швейцарских Альпах [Wever et al., 2015] с рядом наблюдений в 20 лет, Senator Beck и Swamp Angel в Скалистых горах, США [Landry et al., 2014] с рядом наблюдений в 10 лет. Более подробно сведения о выбранных полигонах приведены в таблице 4.1.1.

Таблица 4.1. Обобщенная таблица численных экспериментов, проведенных с моделями снежного покрова.

Эксперимент	Место	Сроки	Форсинг	Назначение
ESM-SnowMIP	Горные полигоны SnowMIP	10 или 20 лет	Наблюдения	Валидация модели, сравнение с мировыми моделями
Тестовый	Ледник Гарабаши, 3900 м над у.м.	29.01 – 05.02.2020 (8 дней)	Наблюдения	Тестирование модели
Тестовый	Ледник Гарабаши, 3900 м над у.м.	05.02 – 24.02.2022 (20 дней)	Наблюдения	Тестирование модели
Сезонный	Ледник Гарабаши, 3970 м над у.м.	09.2024–06.2025 (9 месяцев)	Наблюдения	Верификация модели на данных наблюдений и шурфования
Сезонный ERA5	Ледник Гарабаши, уровень 3800 над у.м.	09.2024–06.2025 (9 месяцев)	Реанализ ERA5	Верификация модели, сравнение с моделями SNOWPACK и Noah-MP
Сезонный по уровням	Ледник Гарабаши, уровни от 3200 до 4400 над у.м.	09.2024–06.2025 (9 месяцев)	Реанализ ERA5	Верификация времени схода снежного покрова
Климатический Гарабаши	Ледник Гарабаши, уровни от 3200 до 4400 над у.м.	1983–2025 гг. (42 года)	Реанализ ERA5	Эволюция снежного покрова на Гарабаши, сравнение с данными реанализа
Климатический Эльбрус	Оледенение Эльбруса, 12 азимутов, 9 высотных зон	1983–2025 гг. (42 года)	Реанализ ERA5	Восстановление характеристик снежного покрова для оледенения Эльбруса
Климатический Шпицберген	Ледник Восточный Грэнфьорд	2006–2022 гг. (16 лет)	Реанализ ERA5	Тестирование модели в другой природной зоне

Таблица 4.1.1. Полигоны эксперимента ESM-SnowMIP, использованные для валидации созданной модели снежного покрова.

Полигон	Широта	Долгота	Высота над у.м.	Период наблюдений
Senator Beck (USA)	37.91°N	107.73°W	3714 м	2005-2015 (10 лет)
Swamp Angel (USA)	37.91°N	107.71°W	3371 м	2005–2015 (10 лет)
Weissfluhjoch (Swiss)	46.83°N	9.81°E	2540 м	1996–2016 (20 лет)

Поскольку на данных полигонах подстилающей поверхностью является почва, а не лед, то модель была модифицирована для этих расчетов. В рамках исследования не стоит задача по созданию полноценной модели деятельного слоя суши (LSM), поэтому почвенный покров в численных экспериментах задавался однослойным с характерным для почвы коэффициентом теплопроводности, а инфильтрация жидкой влаги в почву и влияние растительности никак не учитывались. Подобное допущение является очень грубым и, безусловно, приводит к увеличению ошибок моделирования. Расчеты параметров снежного покрова по созданной модели в этих экспериментах проводились с шагом 1 час. Однако были доступны только ежесуточные данные наблюдений за высотой снежного покрова, поэтому сравнение результатов моделирования с данными наблюдений производилось для среднесуточных значений высоты снежного покрова.

На рисунках 4.1.1–4.1.3 представлена многолетняя изменчивость высоты снежного покрова для соответствующих полигонов проекта ESM-SnowMIP по результатам модели SnowDraw. Заметно, что модель адекватно воспроизводит общие закономерности сезонного хода высоты снежного покрова, что касается как максимального значения за зиму, так и времени схода и установления снежного покрова. Однако стоит отметить, что модель имеет тенденцию к завышению максимума (особенно в отдельные зимы) и более интенсивному таянию снежного покрова в весенний период.

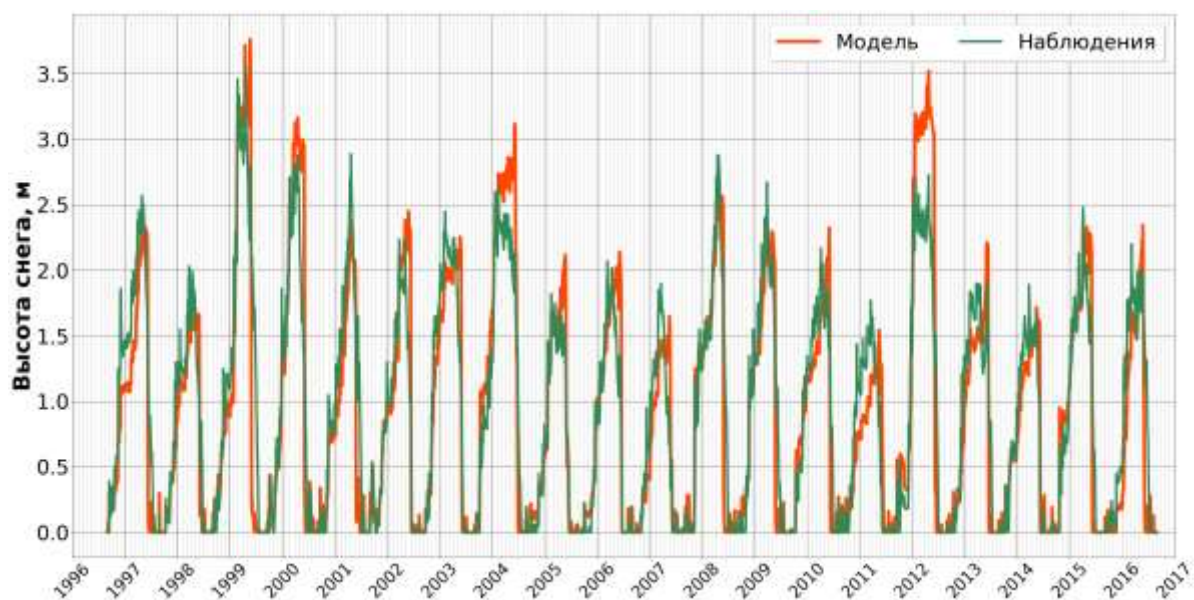


Рисунок 4.1.1. Временной ход среднесуточной высоты снежного покрова для полигона Weissfluhjoch, Швейцария по результатам расчетов по модели SnowDraw и данным наблюдений.

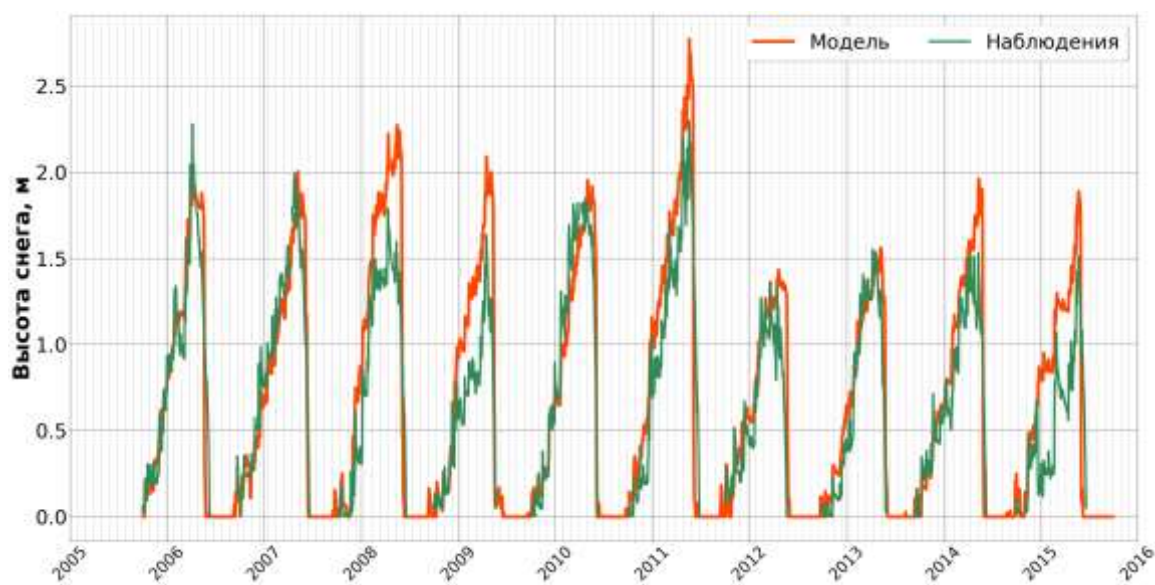


Рисунок 4.1.2. Временной ход среднесуточной высоты снежного покрова для полигона Senator Beck, США по результатам расчетов по модели SnowDraw и данным наблюдений.

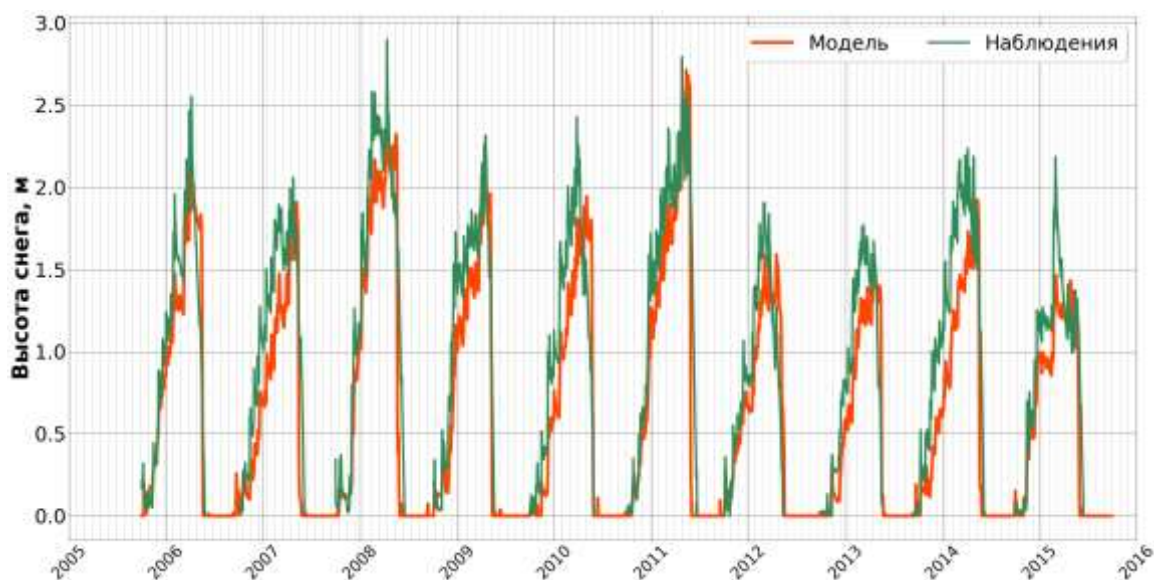


Рисунок 4.1.3. Временной ход среднесуточной высоты снежного покрова для полигона Swamp Angel, США по результатам расчетов по модели SnowDraw и данным наблюдений.

Более подробный анализ качества моделирования был произведен на основе статистических метрик сравнения результатов созданной модели с данными наблюдений по высоте снежного покрова. Для этого были рассчитаны классические статистические величины (Таблица 4.1.2), такие как средняя абсолютная ошибка (MAE), коэффициенты корреляции и детерминации, среднеквадратическая ошибка (RMSE) и среднее смещение (bias). Для всех горных полигонов было получено значение средней ошибки от 0.21 до 0.27 м при коэффициенте корреляции от 0.89 до 0.93 (R^2 от 0.8 до 0.87), что указывает на высокое качество воспроизведения временной изменчивости залегания снежного покрова, а также на небольшие ошибки его высоты в отдельные сроки. При этом модель позволяет получать несмещенные оценки высоты снежного покрова для большинства полигонов при общей тенденции несколько завышать среднее значение: лишь для полигона Swamp Angel значение bias оказалось существенным и составило 0.5 м.

Также для оценки качества результатов был использован критерий эффективности расчета модели Нэша-Сатклиффа NSE [Nash, Sutcliffe, 1970], широко применяемый в гидрологии. Для 20-летнего ряда полигона Weissfluhjoch было получено достаточно высокое качество воспроизведения моделью высоты

снежного покрова (0.83), в то время как для полигона Senator Beck значение NSE (0.64) указывает лишь на удовлетворительное качество расчетов по модели.

В то же время приведенные статистические метрики не позволяют сделать четкого вывода о том, являются ли такие ошибки допустимыми для задачи моделирования снежного покрова, поэтому результаты по модели SnowDraw были сравнены с некоторыми результатами проекта ESM-SnowMIP, основанных на тех же входных данных. В работах [Krinner et al., 2018; Menard et al., 2021] для всех полигонов используется нормированное RMSE, являющееся отношением RMSE к стандартному отклонению ряда наблюдений. На рисунке 4.1.4 приведены результаты расчетов набора из 26 различных моделей снежного покрова. Для горных полигонов (выделены красным) по большинству моделей были получены значения нормированного RMSE от 0.4 до 1, причем значения по Weissfluhjoch воспроизводятся немного лучше, чем по Swamp Angel и существенно лучше, чем по Senator Beck. Аналогичные результаты были получены и по созданной модели: значение нормированного RMSE увеличивается от 0.41 для Weissfluhjoch до 0.6 для Senator Beck. Это показывает, что результаты SnowDraw соответствуют среднему по ансамблю моделей, участвовавших в ESM-SnowMIP, и лишь в некоторых случаях (полигон Swamp Angel) оказывается несколько выше среднего.

Таблица 4.1.2. Статистические метрики качества моделирования высоты снежного покрова для различных полигонов эксперимента ESM-SnowMIP.

Метрика	Weissfluhjoch	Senator Beck	Swamp Angel
MAE, м	0.21	0.24	0.27
Корреляция	0.93	0.89	0.91
Детерминация	0.87	0.80	0.83
RMSE, м	0.33	0.33	0.35
Нормированное RMSE	0.41	0.60	0.50
Bias, м	0.02	0.14	0.50
NSE	0.83	0.64	0.75

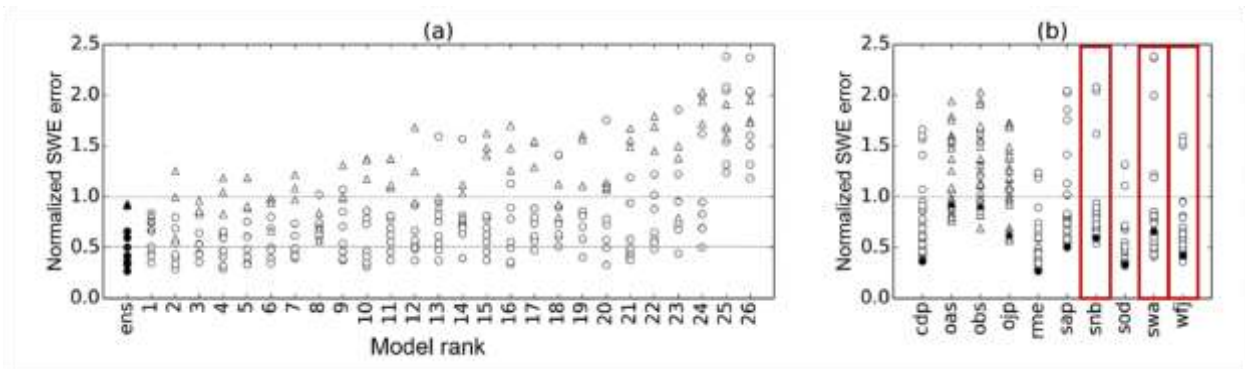


Рисунок 4.1.4. Нормированное RMSE для водного эквивалента высоты снежного покрова для 26 моделей (белые точки) и среднее значение ансамбля из 26 моделей (черные точки) по результатам проекта ESM-SnowMIP [Krinner et al., 2018]. (a) Модели, ранжированные по средней ошибке для всех полигонов; (b) ошибки для всех моделей на каждом полигоне.

Красным выделены полигоны, использованные в данном исследовании.

Таким образом, верификация для 3 горных полигонов проекта ESM-SnowMIP для рядов за 10–20 лет показала, что созданная схема **соответствует уровню лучших мировых моделей снежного покрова и показывает результаты немного лучше среднего по ансамблю**. Это означает, что модель SnowDraw правильно отражает физические принципы формирования снежного покрова и может применяться для расчета динамики снежного покрова на горных ледниках на многолетнем временном масштабе.

4.2. Тестирование модели SnowDraw на поверхности горного ледника

Первое тестирование модели снежного покрова SnowDraw проводилась на основе данных метеорологических наблюдений для ледника Гарабаши на южном склоне Эльбруса для периода 28.01–05.02 2020 г (см. параграф 2.2). Модельные расчеты проводились с 29 января 00:00 часов по 4 февраля 23:00 часов, что позволило оценить работу модели на небольшом временном интервале. Также этот период был выбран по причине уникальной возможности оценки точности расчета моделью потока явного тепла на основе сравнения с данными акустического анемометра Gill.

Начальная высота снежного покрова в данный период составляла порядка 1.2 м, поэтому количество узлов вертикальной сетки в модели было задано равным

8 при шаге 0.15 м. Начальный вертикальный профиль плотности снега задавался по результатам шурфования (измеренные значения плотности составили от 323 до 459 кг/м³), а температуры – по наблюдениям в снежной толще. Значение температуры на границе снег-лед на каждом шаге по времени задавалось равным 263.1 К, что близко к результатам экстраполяции профиля измеренной температуры на нижний узел сетки модели.

Для всего периода были восстановлены плотности потоков основных компонент теплового баланса поверхности снежного покрова (Рис. 4.2.1). Радиационный баланс здесь и далее представляет собой сумму плотностей восходящего и нисходящего длинноволнового и коротковолнового потоков радиации. В дневное время эта величина оказывается положительной (до 70 Вт/м²) преимущественно за счет преобладания суммарной коротковолновой радиации над прочими компонентами в условиях большой абсолютной высоты над у.м.. Однако в ночное время радиационный баланс определяется исключительно длинноволновым бюджетом. При вторжении холодного воздуха в период с 1 по 3 февраля радиационный баланс оказывался существенно отрицательным (до -75 Вт/м²), что привело к ночному выхолаживанию снежного покрова.



Рисунок 4.2.1. График временной изменчивости плотностей потоков тепла на поверхности по результатам моделирования для 2020 года.

Турбулентный поток скрытого тепла по результатам моделирования оказывается преимущественно отрицательным. При этом абсолютные значения

плотности потока не превышают 60 Вт/м^2 , что согласуется с результатами [Торопов и др., 2018]. Величина потока тепла в снег оказывается в пределах 25 Вт/м^2 , что также является достаточно разумными значениями.

Отдельно стоит отметить плотность потока скрытого тепла во время интенсивной сублимации ледяных кристаллов. За весь период наблюдений отмечался единственный случай сильной дневной метели, когда поток метелевых частиц по данным метелемера достигал 6.5 кг/ч при средней скорости ветра $8\text{--}10 \text{ м/с}$. В таких условиях затраты тепла на сублимацию составили 38 Вт/м^2 , что оказалось сравнимым с прочими компонентами теплового баланса и значительно превысило турбулентный поток скрытого тепла в это время (до 10 Вт/м^2).

Наличие данных наблюдений по акустическому анемометру Windmaster Gill для 2020 года позволяет применить «эталонный» метод турбулентных пульсаций (параграф 2.2) и провести валидацию модельных расчетов турбулентного потока явного тепла. Сравнение результатов восстановления плотности потока явного тепла (Рис. 4.2.2) показывает достаточно высокое качество воспроизведения временной изменчивости данной величины в модели: коэффициент корреляции составляет 0.67 , что для турбулентного потока явного тепла в тяжелых метеорологических условиях на поверхности горного ледника может считаться хорошим результатом. При этом средняя абсолютная ошибка двух рядов за весь период составляет менее 0.1 Вт/м^2 , что говорит об отсутствии накопления ошибок в модели, связанных с расчетами потока явного тепла. Кроме того, полученные значения (от -34 до 66 Вт/м^2) также согласуются с предыдущими оценками для ледников Большого Кавказа [Торопов и др., 2018].

Полученные для 2020 года результаты позволяют говорить об адекватном воспроизведении компонент теплового баланса в созданной модели для условий горного оледенения.

Для более полной оценки качества моделирования снежного покрова в горах необходимо проведение расчетов для более продолжительного периода, а также их валидация на результатах других моделей снежного покрова. Ранее в рамках текущего исследования было показано [Дроздов и др., 2023; Drozdov et al., 2024], что модель снежного покрова промежуточной сложности SPONSOR показывает высокое качество моделирования свойств снежного покрова в горных условиях и

может быть использована, как надежное верификационное средство для модели SnowDraw на поверхности горного ледника. Полученные данные наблюдений в 2022 году в зоне абляции ледника Гарабаши позволили провести модельные эксперименты для 20-дневного периода, что превышает масштаб синоптической изменчивости.

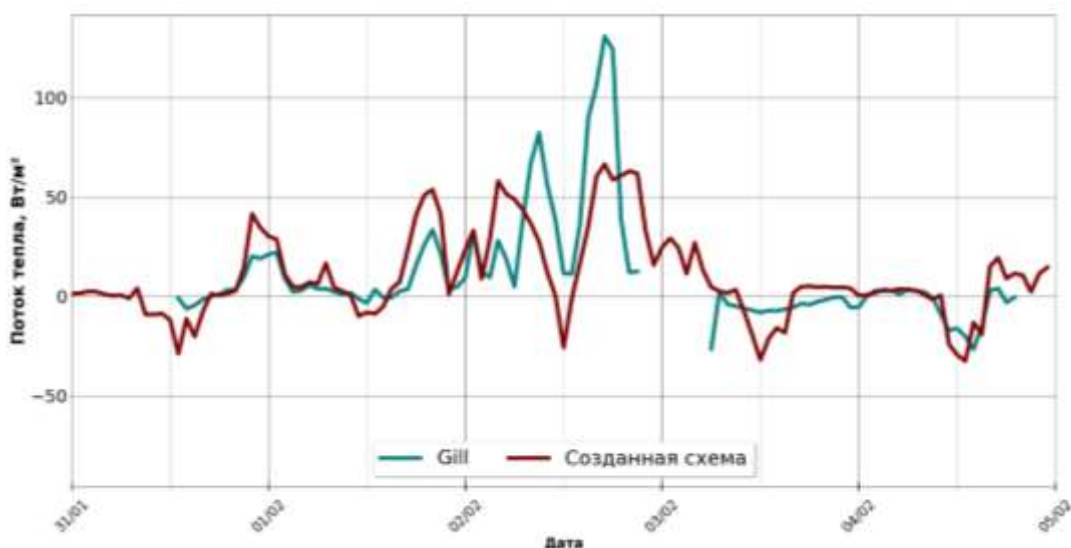


Рисунок 4.2.2. График временной изменчивости плотностей потока явного тепла, восстановленные по данным акустического анемометра Gill и рассчитанные по модели снежного покрова SnowDraw.

Расчеты по моделям SnowDraw и SPONSOR проводились с 5 февраля 00:00 часов по 24 февраля 23:00 часов 2022 года. Мощность снежного покрова на момент шурфования (29 января) составляла 80 см, а данные о его термическом режиме были получены до глубины 30 см с шагом 10 см. Поэтому для удобства сравнения с данными наблюдений в представленной модели количество узлов вертикальной сетки было задано равным 8 при шаге 10 см. Аналогичным образом в модели SPONSOR задавалось начальное количество слоев снега и их толщина. Также в моделях задавались начальные профили температуры и плотности снега на основе интерполяции данных наблюдений по термокосе и в шурфе на регулярную сетку.

Качество воспроизведения теплового баланса поверхности снежного покрова может быть оценено на основе сравнения наблюдаемой и рассчитанной температуры поверхности снега. На рисунке 4.2.3 показаны результаты расчетов по моделям SnowDraw и SPONSOR, а также радиационная температура,

восстановленная из данных наблюдений по метеорологической станции на леднике по формуле Стефана-Больцмана при коэффициенте серости 0.98.

Заметно, что обе модели с высокой точностью воспроизводят временную изменчивость температуры поверхности снега. Коэффициенты корреляции составляют 0.87 и 0.92 для SPONSOR и SnowDraw соответственно. При этом обе модели преимущественно завышают значения температуры поверхности в дневное время и занижают в ночное. Максимум ошибок по обеим моделям достигается в период устойчивого антициклона с 12 по 17 февраля (до 9 °С для созданной модели и до 6 °С по SPONSOR). Однако для всего периода средняя абсолютная ошибка моделирования для созданной схемы составляет лишь 0.1, при этом модель SPONSOR в среднем занижает значения на 0.8°С. Более подробно статистические метрики для обеих моделей приведены в таблице 4.2.1.



Рисунок 4.2.3. График временной изменчивости температуры поверхности снега по данным наблюдений и результатам моделирования для 2022 года.

Стоит отметить, что в течение расчетного периода модели наблюдалось два случая сильных метелей: ночью 10 февраля и в ночные и утренние часы 6 февраля. В обоих случаях по расчетному методу были получены существенные затраты тепла на сублимацию ледяных кристаллов. 6 февраля эта величина достигала 31 Вт/м², что превысило прочие компоненты теплового баланса. Именно в подобных случаях ночных метелей недоучет затрат тепла на сублимацию кристаллов снега может приводить к ошибкам оценки теплового баланса поверхности.

Таблица 4.2.1. Статистические метрики модельных ошибок воспроизведения

температуры поверхности снежного покрова.

Статистическая метрика	SPONSOR	SnowDraw
Средняя абсолютная ошибка, °С	-0.8	0.1
Средний модуль абсолютной ошибки, °С	2.5	2.3
Среднеквадратическая ошибка, °С	3.3	3.1
Коэффициент корреляции	0.87	0.92

Таким образом, **модель снежного покрова SnowDraw показала высокие результаты восстановления температуры поверхности снега при низких затратах вычислительных ресурсов**, в том числе и в сравнении с моделью промежуточной сложности SPONSOR, на сравнительно небольшом временном интервале, обеспеченном качественными данными наблюдений.

4.3. Верификация модели SnowDraw на данных наблюдений на леднике Гарабаши для нескольких сезонов

Данные наблюдений по стационарному метеорологическому комплексу, установленному в зоне абляции ледника Гарабаши на высоте 3970 м над у.м. летом 2024 г. (см. параграф 2.3), позволяют провести верификацию модели SnowDraw на межсезонном временном масштабе.

Была проведена серия численных экспериментов с созданной моделью, в которых граничные условия на поверхности задавались непосредственно по данным наблюдений на леднике, кроме количества выпадающих осадков, которое было посчитано с использованием модели орографического добавка к осадкам (см. параграф 3.8). Расчеты проводились для всего периода, обеспеченного данными наблюдений, который составил более 9 месяцев: с 01.09.2024 по 20.06.2025. При этом в конце периода абляции на высоте установки метеорологического комплекса отсутствовал снежный покров, поэтому начальные условия модели в виде профилей температуры и плотности снега не задавались. Высокая дискретность измерений позволила проводить расчеты с шагом по времени, равном 1 часу.

В то же время результаты вычислений зависят от ряда параметров модели, которые задаются с некоторой неопределенностью. К наиболее значимым из них

можно отнести значение максимального альbedo снега (уравнение 3.3.2), которое в модели SPONSOR [Турков и др., 2024] задается равным 0.96, а в модели BATS [Yang et al., 1997] – 0.85. Сравнение данных смоделированного альbedo с данными наблюдений показало, что несмещенная оценка получается при значении максимально возможного альbedo 0.9. Также важным параметром, влияющим на таяние, является значение максимально возможной водоудерживающей способности слоя (уравнение 3.7.3). Кроме того, недостаточно определена высота над поверхностью, для которой рассчитываются турбулентные потоки.

Для оценки чувствительности модели к этим параметрам была проведена серия численных экспериментов, в каждом из которых соответствующий параметр изменялся в допустимых пределах, а остальные параметры оставались, как в базовой версии модели. Набор параметров и их значения приведены в таблице 4.3.1.

Таблица 4.3.1. Значения параметров модели.

	Сниженное значение	Базовая версия	Увеличенное значение
Максимальное альbedo	0.85	0.9	0.96
Максимальная водоудерживающая способность	0.15	0.2	0.4
Высота расчета турбулентных потоков, м	1.5	2	3

На рисунке 4.3.1 представлены результаты расчетов высоты снежного покрова по базовой версии модели (оранжевая линия). Сравнение результатов моделирования проводилось с данными наблюдений по акустическому дальномеру Campbell SonicRanger (синяя линия) и данными шурфования снежного покрова в конце января и середине июня 2025 г. (черные крестики). Аналогичные результаты моделирования и данные шурфования представлены на рисунке 4.3.2 для водноэквивалентной толщины снежного покрова. Разброс решений в зависимости от выбора значений параметров модели (оранжевая заливка) указывает на допустимую неопределенность получаемых результатов, часть которых улучшает, а часть – ухудшает качество моделирования.

Модель SnowDraw достаточно хорошо воспроизвела динамику накопления снежного покрова в рассматриваемый период. Стоит отметить, что первая половина сезона аккумуляции снега на леднике Гарабаши оказалась аномально малоснежной: по результатам шурфования 31 января 2025 г. высота снега вблизи метеостанции составила лишь 0.33 м (110 мм в.э.), а по данным автоматических измерений высоты около 0.30 м. Модель воспроизвела столь малое накопление снега в начале зимы, однако расчетные значения высоты снега и его водного эквивалента оказались завышены: 0.77 м и 255 мм в.э. В то же время в других частях ледника на той же высоте были получены значения высоты снежного покрова до 1 м, а столь малое количество снега вблизи АМС может быть обусловлено локальными особенностями точки и метелевым переносом снега в другие области ледника.

Также модель достаточно точно воспроизвела скорость накопления снежного покрова вначале зимы и в весенний период, а к концу мая было получено практически полное соответствие расчетной высоты снежного покрова данным автоматических наблюдений. Это указывает не только на адекватное описание в модели процесса снегонакопления, но и на качественное воспроизведение суммы и времени выпадения осадков по модели орографического добавка [Торопов и др., 2022]. До конца расчетного периода как по данным наблюдений, так и по результатам моделирования наблюдалось снегонакопление, и 18.06.2025 модель показала значение водного эквивалента снега (994 мм), весьма близкое к полученному в шурфе (888 мм). В то же время во второй половине июня началось появление жидкой влаги и уплотнение снежного покрова, что привело к уменьшению его высоты по данным наблюдений, что не было воспроизведено моделью, поэтому значение высоты снежного покрова оказалось завышенным на 0.53 м.

Стоит, однако, отметить, что данные наблюдений за высотой снежного покрова и данные шурфования имеют существенную погрешность. Ввиду существенной неопределенности данных наблюдений и сравнительно небольшого ряда подробного статистического сравнения результатов моделирования с данными автоматических наблюдений не проводилось. В то же время представленные результаты позволяют говорить, что **созданная модель**

SnowDraw адекватно воспроизводит временную изменчивость высоты снежного покрова в течение периода аккумуляции, а также значение максимального водозапаса снежного покрова к началу снеготаяния.

Таблица 4.3.2. Сравнение данных по высоте и водному эквиваленту снежного покрова по данным шурфов и результатам моделирования.

Дата	Высота снега, м			Водный эквивалент, мм		
	Шурф	Модель	Ошибка	Шурф	Модель	Ошибка
31.01.2025	0.33	0.74	0.41	110	255	145
18.06.2025	1.97	2.49	0.53	888	994	106

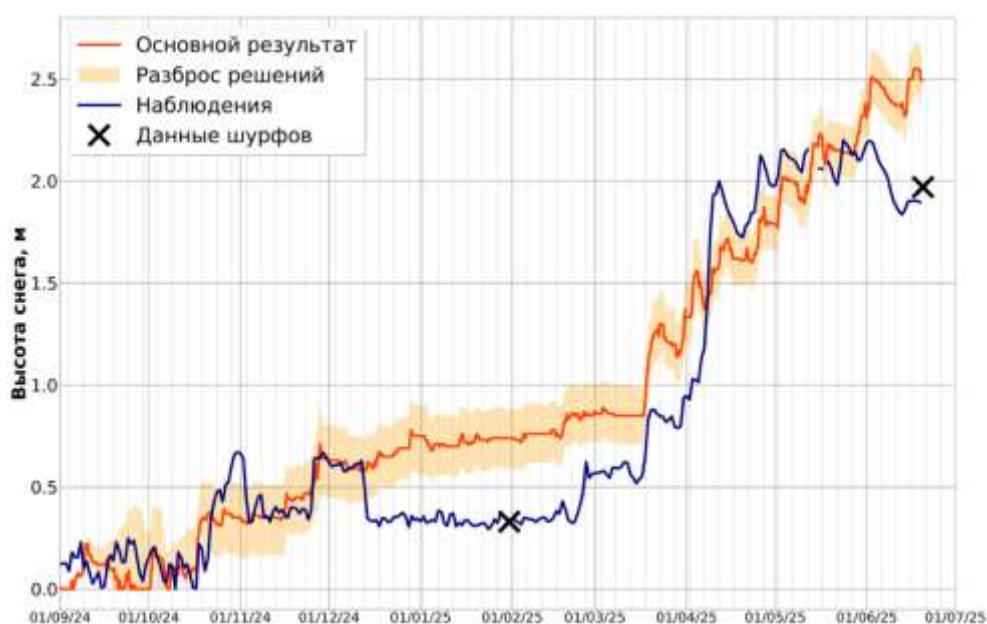


Рисунок 4.3.1. Временной ход высоты снежного покрова в зоне абляции ледника Гарабашии в период с 01.09.2024 по 20.06.2025 по результатам моделирования, данным автоматических наблюдений на метеостанции и шурфования снега.

Эксперименты на чувствительность модели к описанным выше параметрам показали (Рис. 4.3.3), что наиболее значимым из них является максимальная водоудерживающая способность слоя снега: различия по высоте между экспериментами с наибольшим и наименьшим выбранным значением параметра достигали 0.25 м. Увеличение максимального альбедо снега привело к росту высоты снежного покрова к концу расчетного периода на 0.14 м, а его уменьшение дало изменение лишь в 0.01 м. При этом модель оказалась практически не чувствительна к изменению высоты расчета турбулентных потоков явного и

скрытого тепла в небольших пределах – различия за весь период не превышали нескольких сантиметров.

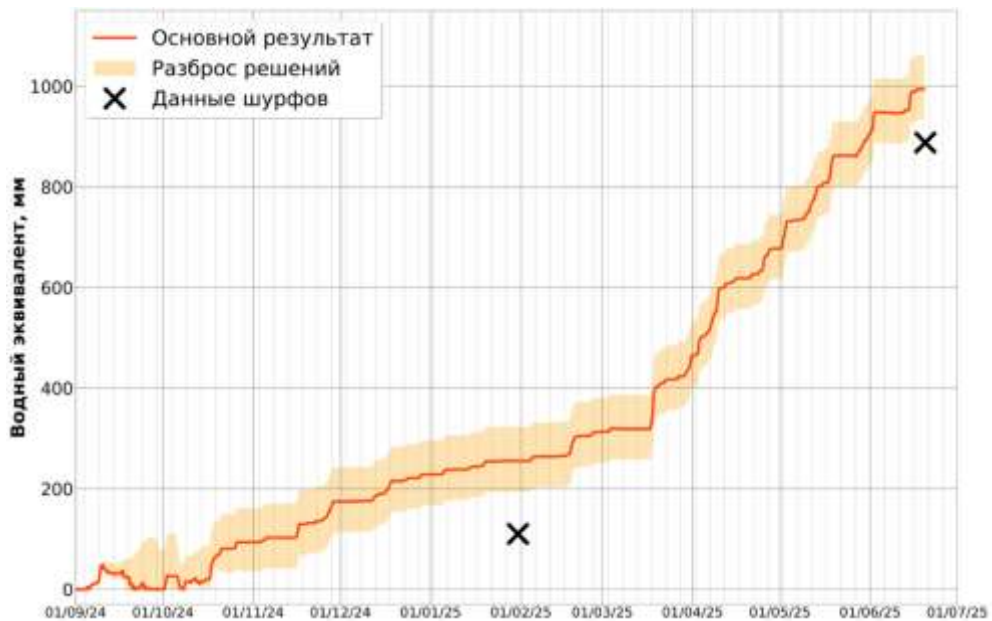


Рисунок 4.3.2. Временной ход водного эквивалента снежного покрова в зоне абляции ледника Гарабаши в период с 01.09.2024 по 20.06.2025 по результатам моделирования и данным шурфования снега.

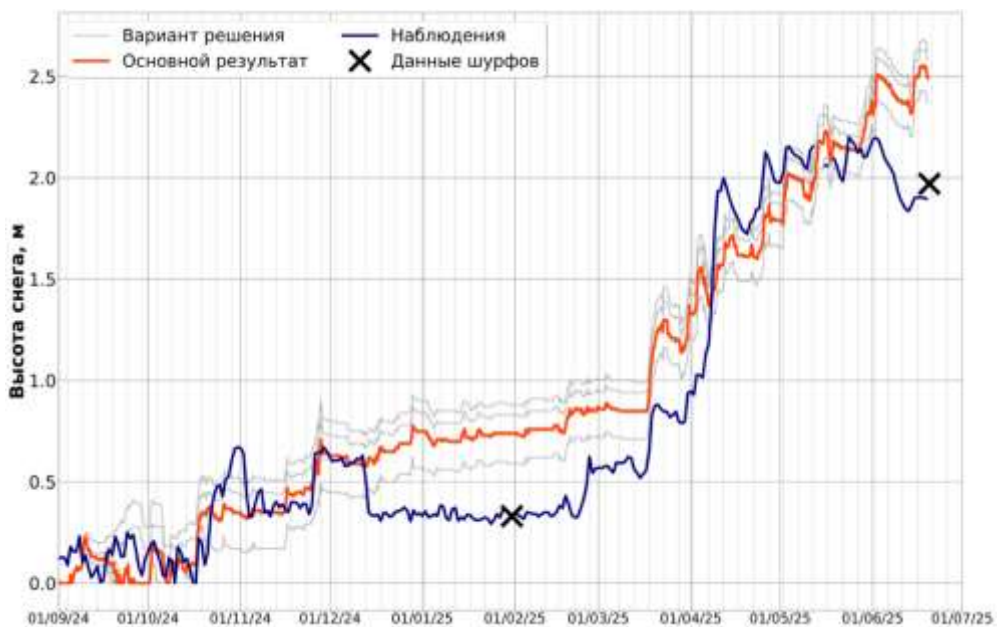


Рисунок 4.3.3. Временной ход высоты снежного покрова в зоне абляции ледника Гарабаши в период с 01.09.2024 по 20.06.2025 по результатам моделирования с различным набором параметров из таблицы 4.3.1, данным автоматических наблюдений и шурфования снега.

Для выбранного периода, обеспеченного данными наблюдений, могут быть продемонстрированы результаты восстановления моделью основных компонент теплового баланса поверхности (Рис. 4.3.4). Для потока явного тепла преобладают положительные значения, в основном не превышающие 80 Вт/м^2 , что хорошо соотносится с результатами предыдущих исследований турбулентных потоков над ледниками Кавказа [Торопов и др., 2018; Дроздов и др., 2023]. В течение практически всего периода происходит испарение с поверхность снега, а значения потока скрытого тепла в модели ограничены -100 Вт/м^2 . Значения затрат на метелевую сублимацию при наиболее интенсивных метелях могут достигать 200 Вт/м^2 , однако сублимация ледяных кристаллов происходит не на поверхности, поэтому эта величина в тепловом балансе напрямую не учитывается. Поток тепла в снег может иметь разный знак, но преимущественно положительный и достигает наибольших значений (до $50\text{--}60 \text{ Вт/м}^2$) при малой толщине снежного покрова. При значительной мощности снега в зимний период значение потока уменьшается в среднем до 10 Вт/м^2 .

Компоненты радиационного баланса как задаются из данных наблюдений (в качестве атмосферного форсинга модели), так и рассчитываются внутри схемы – это касается отраженной радиации и собственного длинноволнового излучения поверхности снега. Полученные результаты восстановления всех компонент радиационного баланса (Рис. 4.3.5) соответствуют известным представлениям: отраженная радиация напрямую зависит от суммарной и не превышает ее, а длинноволновый баланс остается преимущественно отрицательным. Существенное увеличение значения радиационного баланса в период сентябрь-октябрь связано с открытой поверхностью льда и, как следствие, более низким альбедо. Аналогично в июне 2025 года отмечаются случаи таяния снега, увеличения альбедо и радиационного баланса на поверхности.

Доступные данные наблюдений позволяют также провести верификацию представленной модели в части воспроизведения температуры поверхности снежного покрова, что отражает качество расчета совокупного теплового баланса поверхности. Для этого было проведено сравнение расчетной температуры поверхности с данными наблюдений по радиационной температуре (рис. 4.3.6), полученной из наблюдений за восходящим длинноволновым излучением.

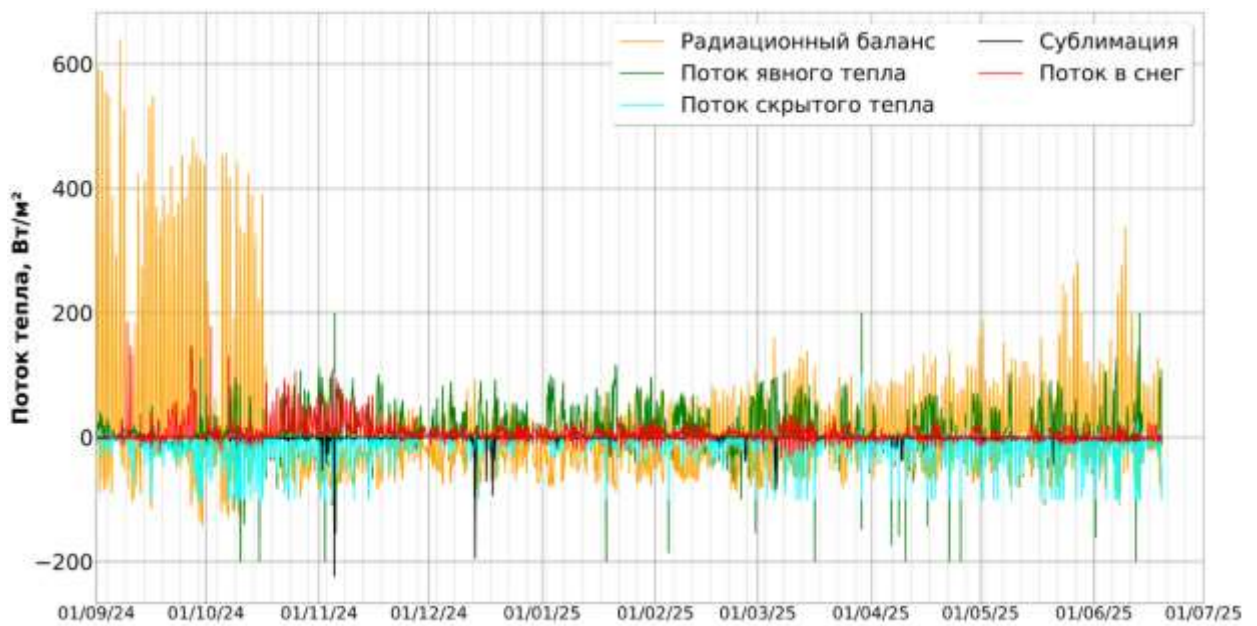


Рисунок 4.3.4. Временной ход компонент теплового баланса поверхности снежного покрова в зоне абляции ледника Гарабаши в период с 01.09.2024 по 20.06.2025 по результатам моделирования.

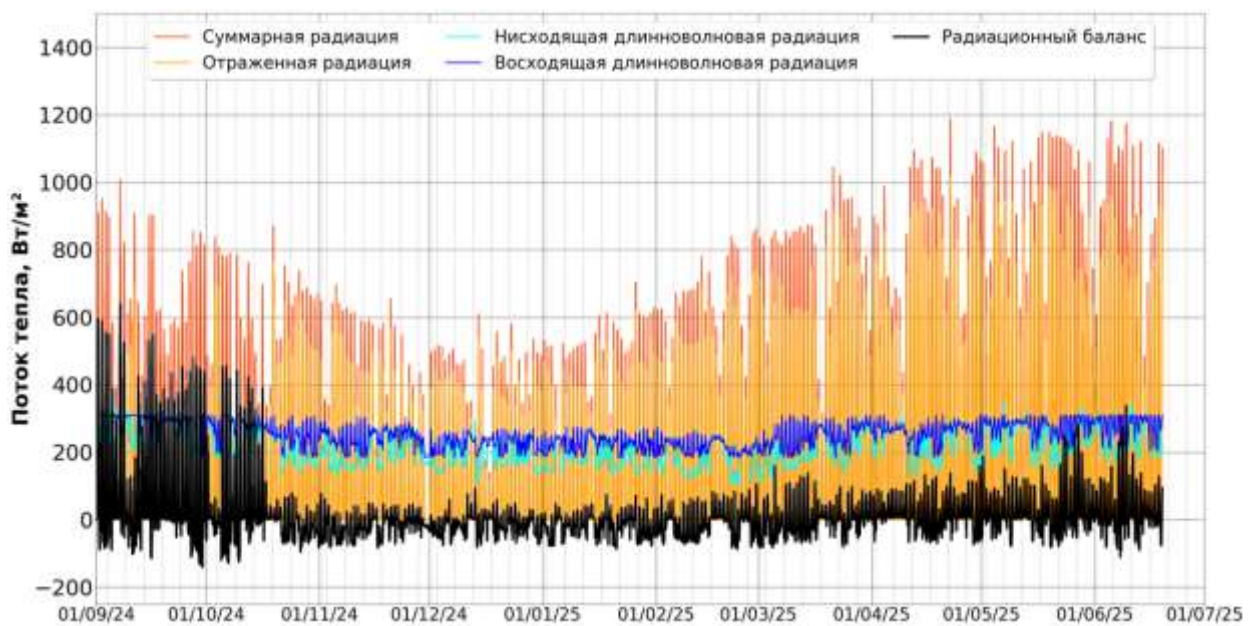


Рисунок 4.3.5. Временной ход компонент радиационного баланса поверхности снежного покрова в зоне абляции ледника Гарабаши в период с 01.09.2024 по 20.06.2025 по результатам моделирования.

Была получена высокая степень соответствия расчетных значений температуры поверхности наблюдаемым. Коэффициент детерминации для этих рядов составляет $R^2=0.8$, что указывает, прежде всего, на высокое качество воспроизведения временной изменчивости. Среднее смещение результатов

моделирования составляет 2.2°C , что является достаточно высоким результатом. Однако в отдельные единичные сроки ошибка моделирования может достигать $15-17^{\circ}\text{C}$. Также стоит заметить, что в данной выборке учитывался период без снежного покрова и открытым льдом на поверхности. В этот период по данным наблюдений были получены положительные значения температуры поверхности (до $+10^{\circ}\text{C}$), однако в модели считается, что поверхность не может иметь температуру выше 0°C , что привело к снижению статистических метрик приведенного сравнения.

Тем не менее представленные результаты позволяют говорить, что созданная модель снежного покрова SnowDraw достаточно хорошо воспроизводит тепловой баланс и значения температуры поверхности снега.

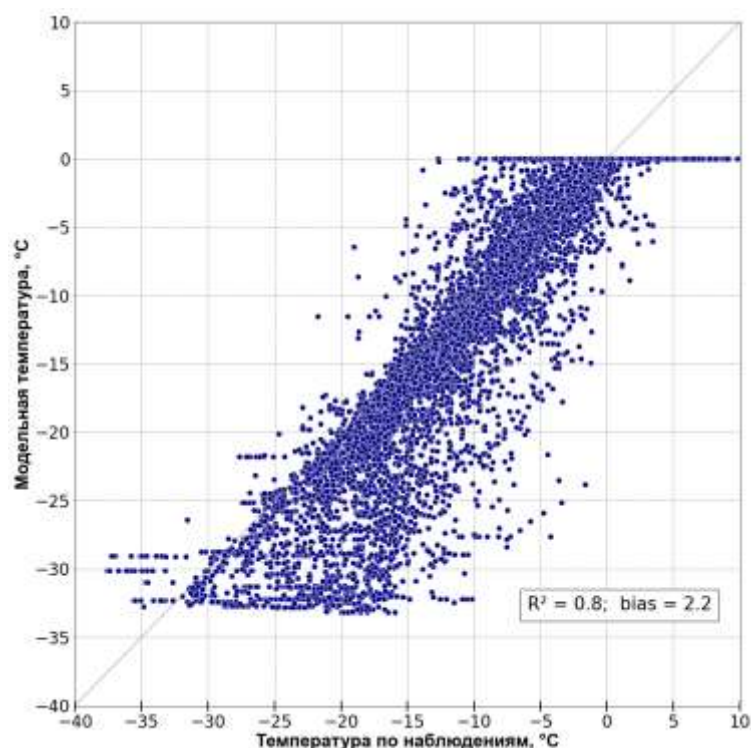


Рисунок 4.3.6. Диаграмма рассеяния для температуры поверхности снежного покрова и льда, полученной по результатам моделирования и данным наблюдений в зоне абляции ледника Гарабаши в период с 01.09.2024 по 20.06.2025.

Аналогичная верификация на основе данных наблюдений была проведена для альbedo поверхности снега для сроков с 9 до 15 часов каждого дня (Рис. 4.3.7). Получено, что модель SnowDraw позволяет получать несмещенную оценку среднего альbedo снежного покрова (bias = 1%), однако временная изменчивость

при часовом шаге по времени воспроизводится крайне слабо: коэффициент детерминации $R^2=0.14$. Столь низкое значение может объясняться не только недостатками параметризации альbedo снежного покрова в модели, которое направлено на описание общей изменчивости альbedo снега в течение всех сезонов, но и низким качеством данных наблюдений. Рисунок 4.3.8 демонстрирует крайне высокую изменчивость наблюдаемых значений альbedo, при этом в некоторых случаях альbedo достигает 97–99%. Однако заметно, что представленная модель воспроизводит периоды устойчивого изменения альbedo: его резкого увеличения при снегопадах и постепенного уменьшения при метаморфизме снежного покрова.

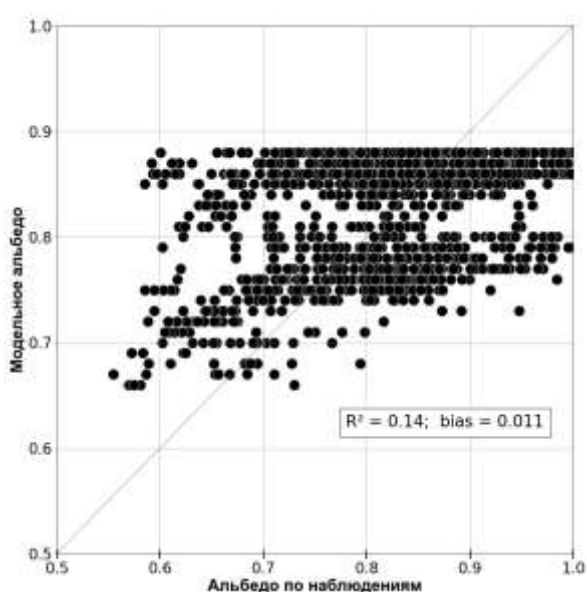


Рисунок 4.3.7. Диаграмма рассеяния для альbedo поверхности снежного покрова, полученного по результатам моделирования и данным наблюдений в зоне абляции ледника Гарабаши в период с 01.09.2024 по 20.06.2025.

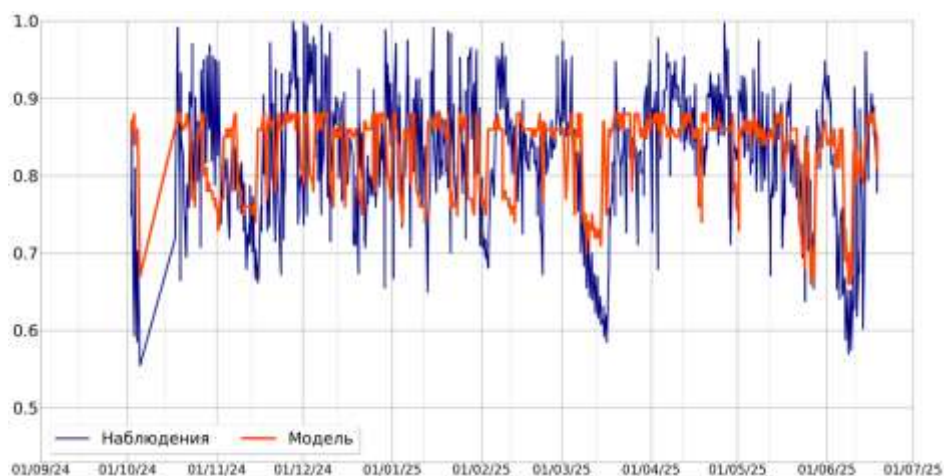


Рисунок 4.3.8. Временной ход альбедо поверхности снежного покрова, полученного по результатам моделирования и данным наблюдений в зоне абляции ледника Гарабаши.

Результаты расчетов плотности снежного покрова на различных уровнях модели (Рис. 4.3.9) демонстрируют работу схемы с гравитационным и ветровым уплотнением [Decharme et al., 2016]. С накоплением и «старением» снега происходит его постепенное уплотнение на глубинах, причем на более низких уровнях плотность снега превышает плотность на более высоких за счет действия вертикального давления снежной массы. На верхнем уровне (уровень 1) происходит как уменьшение плотности за счет выпадения свежего снега, так и увеличение за счет метаморфизма и ветрового стресса.



Рисунок 4.3.9. Временной ход плотности снежного покрова на различных уровнях (от поверхности к ложу), полученного по результатам моделирования в зоне абляции ледника Гарабаши в период с 01.09.2024 по 20.06.2025.

Сравнение вертикальных профилей модельного значения плотности снежного покрова и данных шурфования за 18.06.2025 (Рис. 4.3.10) показывает, что модель занижает значения плотности снега к концу периода накопления. В то же время в верхней части шурфа было идентифицировано большое количество ледяных прослоев, которые существенно увеличивают плотность снега, но не могут быть воспроизведены моделью такого класса. Однако среднее значение плотности снежного покрова в модели составило 400 кг/м^3 , что указывает на

активный процесс уплотнения, а вертикальный профиль по результатам моделирования демонстрирует закономерное увеличение плотности снежного покрова с глубиной за счет гравитационного уплотнения. При этом среднее значение плотности снежного покрова для конца января 2025 года (330 кг/м^3) оказалось близким к значению, полученному в шурфе (335 кг/м^3).

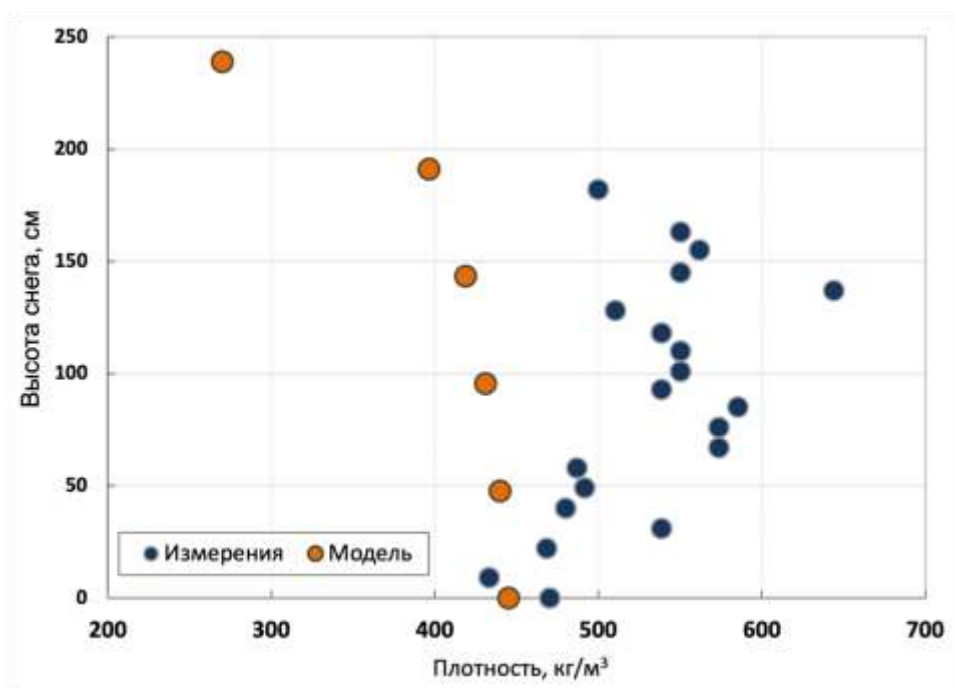


Рисунок 4.3.10. Вертикальные профили плотности снежного покрова, полученные по результатам моделирования и данным шурфования в зоне абляции ледника Гарабаши за 18.06.2025.

Таким образом, на основе представленных результатов верификации модели снежного покрова SnowDraw на данных прямых наблюдений для зоны абляции ледника Гарабаши может быть сделан вывод, что **представленная модель достоверно воспроизводит сроки и скорость аккумуляции снежного покрова на леднике, температуру его поверхности и адекватно оценивает его плотность.**

4.4. Верификация модели SnowDraw на данных наблюдений на леднике Гарабаши с использованием реанализа ERA5

Серия численных экспериментов с моделью SnowDraw, аналогичных описанным в параграфе 4.3, была проведена на временном масштабе более года – с сентября 2023 г. по июль 2025 г. Выбранный период обусловлен наличием 3 шурфов для верификации результатов моделирования: 28.01.2024, 31.01.2025 и 18.06.2025. В данном случае в качестве атмосферного форсинга модели использовались не результаты наблюдений, а данные реанализа ERA5 Pressure levels, приведенные для высоты 3800 м, что соответствует верхней части зоны абляции ледника Гарабаши и высоте метеостанции. В данной серии экспериментов проводился как расчет сумм осадков с учетом орографического добавка к осадкам, так и пересчет количества солнечной и длинноволновой радиации в зависимости от высоты и характеристик склона (см. параграф 3.8). В начальный момент времени предполагалось отсутствие снега в модельной точке. Для снижения объема требуемых данных при подготовке атмосферного форсинга шаг интегрирования модели по времени был выбран равным 3 часам.

С использованием идентичных входных данных и шага по времени были проведены расчеты с более упрощенной моделью снежного покрова Noah-MP [Niu et al., 2011] и моделью физики снежного покрова SNOWPACK [Bartelt, Lehning, 2002]. Эти модели могут рассматриваться в качестве «конкурентов» для представленной в работе модели снежного покрова.

На рисунке 4.4.1 представлены результаты применения трех моделей по водному эквиваленту снежного покрова в сравнении с данным наблюдений. Представленная модель показала высокое качество воспроизведения этой величины в сравнении с данными шурфов и существенно превзошла результаты других моделей. Так, для января 2024 года модель SnowDraw занизила величину водного эквивалента лишь на 28 мм (Табл. 4.4.1), что составляет 5.2 % относительно измеренного значения, а для января 2025 года – завысила на 80 мм (относительная ошибка – 73%). К июню 2025 года ошибка моделирования составила 48 мм в.э (относительная ошибка – 5,4%). При этом модель SnowDraw для всех трех временных срезов лучше воспроизвела как высоту снежного покрова, так и его водный эквивалент, а прочие модели снежного покрова во всех случаях

завышают скорость накопления снежного покрова на леднике, что особенно ярко проявляется в начале зимы 2024–2025 гг., где модели Noah-MP и SNOWPACK завывают значение водного эквивалента более чем в 2 раза. В среднем ошибка воспроизведения моделью SnowDraw водного эквивалента составила 52 мм или около 10%, что оказывается существенно ниже, чем по другим моделям (Табл. 4.4.2).

Аналогичные результаты были получены и для высоты снежного покрова (Рис. 4.4.2). Модуль средней абсолютной ошибки по модели SnowDraw составил 0.21 м, а относительная ошибка – 17% (Табл. 4.4.2), что также превосходит результаты других моделей. Заметно, что по более упрощенной модели Noah-MP ошибка определения высоты снежного покрова оказалась существенно больше, чем для водного эквивалента, что указывает на занижение в этой схеме плотности снежного покрова в силу менее адекватного описания его уплотнения.

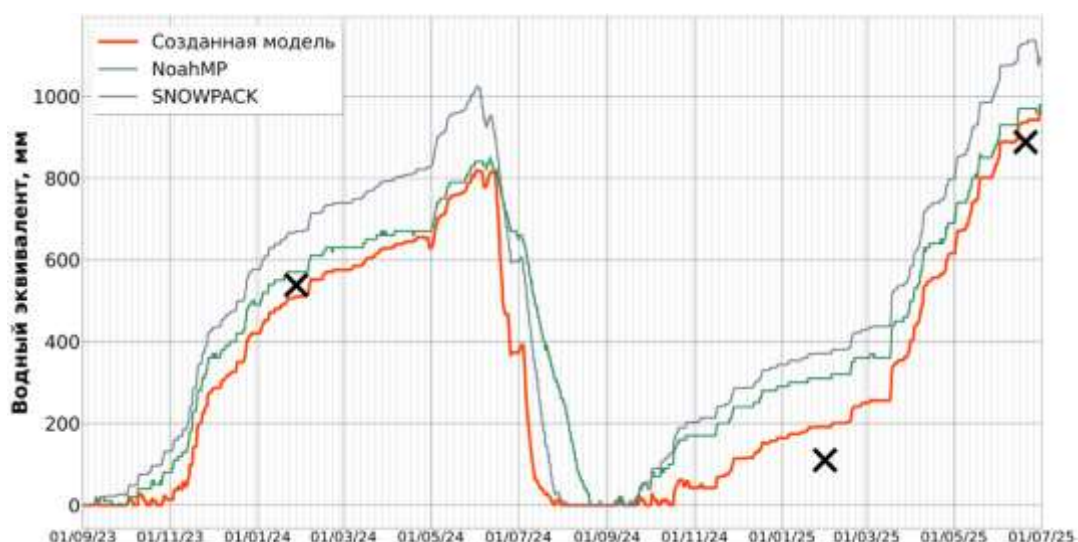


Рисунок 4.4.1. Временной ход водного эквивалента снежного покрова в зоне абляции ледника Гарабаши в период с 01.09.2023 по 30.06.2025 по результатам моделирования на данных реанализа ERA5 и данным шурфования снега (черные крестики).



Рисунок 4.4.2. Временной ход высоты снежного покрова в зоне абляции ледника Гарабаши в период с 01.09.2023 по 30.06.2025 по результатам моделирования на данных реанализа ERA5, данным наблюдений и данным шурфования снега (черные крестики).

Таблица 4.4.1. Сравнение высоты и водного эквивалента снежного покрова по данным шурфов и результатам моделирования по созданной модели и моделям SNOWPACK и Noah-MP. Зеленым выделена наименьшая ошибка для каждого временного среза, соответствующая результатом авторской модели SnowDraw.

Высота снега, м					
Дата	Шурф	Модель	Абсолютная ошибка		
			SnowDraw	SNOWPACK	Noah-MP
28.01.2024	1.47	1.40	-0.07	0.72	0.30
31.01.2025	0.33	0.57	0.24	0.97	0.70
18.06.2025	1.97	2.30	0.33	0.64	0.45
Водный эквивалент, мм					
28.01.2024	538	510	-28	132	32
31.01.2025	110	190	80	261	200
18.06.2025	888	936	48	240	82

Таблица 4.4.2. Средние ошибки воспроизведения моделями высоты и водного эквивалента снежного покрова.

	SnowDraw	SNOWPACK	Noah-MP
Высота снежного покрова			

Абсолютная ошибка, м	0.21	0.78	0.48
Относительная ошибка, %	17.0	61.8	38.5
Водный эквивалент снега			
Абсолютная ошибка, мм	52	211	105
Относительная ошибка, %	10.2	41.2	20.4

Также были проведены оценки воспроизведения созданной моделью плотности снежного покрова. Для шурфа, сделанного 28.01.2024 г., было получено (Рис. 4.4.3), что модель несколько завышает значения плотности снега в средней части толщи, однако не воспроизводит ветровой наст на поверхности снега. В то же время было получено очень близкое соответствие среднего значения плотности всей снежной колонки, которое составило 367 кг/м^3 по расчетам и 355 кг/м^3 по наблюдениям. Аналогично для шурфа, сделанного 28.01.2025 года при малой высоте снежного покрова, была получена ошибка в определении среднего значения плотности снега в 14 кг/м^3 . Для периода максимального снегонакопления в июне 2025 г. (Рис. 4.4.4) был получен практически идентичный профиль плотности снежного покрова с существенным занижением значений практически во всей толще. Возможные причины этого расхождения обсуждались выше.

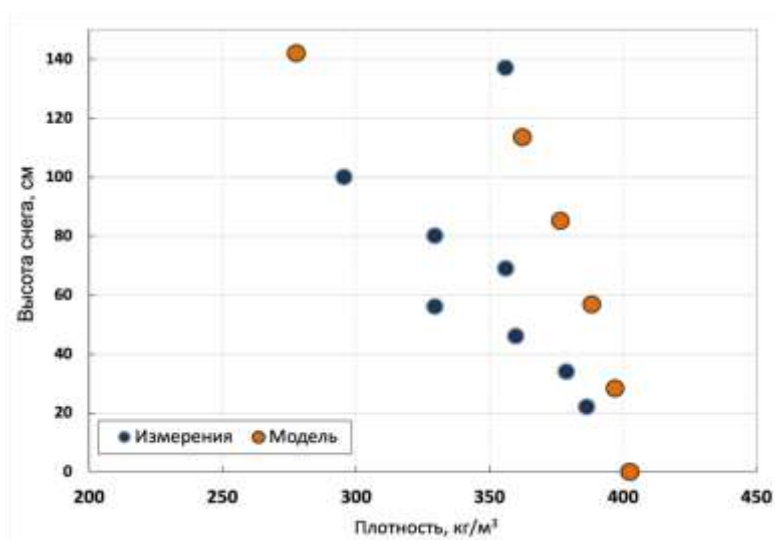


Рисунок 4.4.3. Вертикальные профили плотности снежного покрова, полученные по результатам моделирования и данным шурфования в зоне абляции ледника Гарабаши за 28.01.2024.

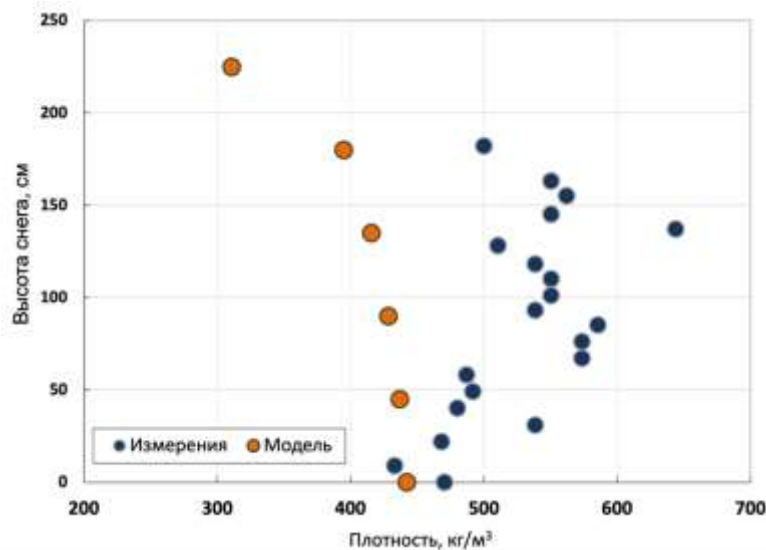


Рисунок 4.4.4. Вертикальные профили плотности снежного покрова, полученные по результатам моделирования и данным шурфования в зоне абляции ледника Гарабаши за 18.06.2025.

4.5. Верификация модели SnowDraw по времени залегания снежного покрова

Также для периода с сентября 2023 г. по июль 2025 г. были проведены численные эксперименты с моделями снежного покрова SnowDraw Noah-MP для различных высотных зон ледника Гарабаши (Рис. 4.5.1). Расчеты проводились для отдельных точек на различных высотах с шагом 300 м от 3200 м над у.м. (язык ледника) до 4400 м над у.м. (зона питания ледника). В качестве атмосферного форсинга использовались данные реанализа ERA5 Pressure levels, приведенные для соответствующих расчетных высот. В данной серии экспериментов проводился расчет сумм осадков с учетом орографического добавка и пересчет количества солнечной и длинноволновой радиации в зависимости от высоты и характеристик склона (см. параграф 3.8). Угол наклона склона и его экспозиция считались одинаковыми для всех точек. В начальный момент времени предполагалось отсутствие снега в модельной точке, что, вообще говоря, является допущением для высот выше линии равновесия ледника (около 4000–4100 м над у.м. для ледника Гарабаши). Для снижения объема требуемых данных при подготовке атмосферного форсинга шаг интегрирования модели по времени был выбран равным 3 часам.



Рисунок 4.5.1. Схема положения расчетных точек на леднике Гарабаши, в качестве подложки использован снимок с ресурса Google Earth [earth.google.com].

Результаты моделирования высоты снежного покрова в различных высотных зонах представлены отдельно для модели SnowDraw (Рис. 4.5.2) и для модели Noah-MP (Рис. 4.5.3). Представленная модель адекватно воспроизводит основные особенности пространственно-временного изменения снежного покрова на леднике. Так, за счет большего количества осадков наибольшая высота снежного покрова в зимний период наблюдается на языке (высоты 3200 и 3500 м над у.м.), однако таяние на этих высотах начинается раньше и идет интенсивнее – снег полностью сходит в начале июля. Процесс накопления и таяния снежного покрова на больших высотах запаздывает по сравнению с нижними зонами. При этом в районе границы питания ледника (4100 м над у.м.) получено активное таяние снега, но неполный его сход. В зоне аккумуляции ледника Гарабаши (4400 м над у.м.) по модели SnowDraw таяние практически не происходит.

Аналогичные результаты были получены по экспериментам с моделью Noah-MP. Однако она, во-первых, как было показано выше, завышает высоту снежного покрова, что проявляется практически во всех высотных зонах, а, во-вторых, время схода снежного покрова на высотах от 3200 до 3800 м над у.м. практически не отличается и является поздним, что говорит о медленном таянии снега в модели. В то же время на высоте 4400 м над у.м. наблюдается небольшое таяние.



Рисунок 4.5.2. Временной ход высоты снежного покрова в различных высотных зонах ледника Гарабаши в период с 01.09.2023 по 30.06.2025 по результатам расчетов по модели SnowDraw на данных реанализа ERA5.



Рисунок 4.5.3. Временной ход высоты снежного покрова в различных высотных зонах ледника Гарабаши в период с 01.09.2023 по 30.06.2025 по результатам расчетов по модели Noah-MP на данных реанализа ERA5.

Качество воспроизведения моделями времени схода снежного покрова, а значит и существенного изменения альбедо поверхности ледника, было верифицировано на основе сравнения с космическими снимками Sentinel-2 [www.esa.int] в различные даты лета 2024 г. (Рис. 4.4.4). Наличие снежного покрова

определялось визуально пространственной закрытости снегом 50% площади ледника на определенной высоте.

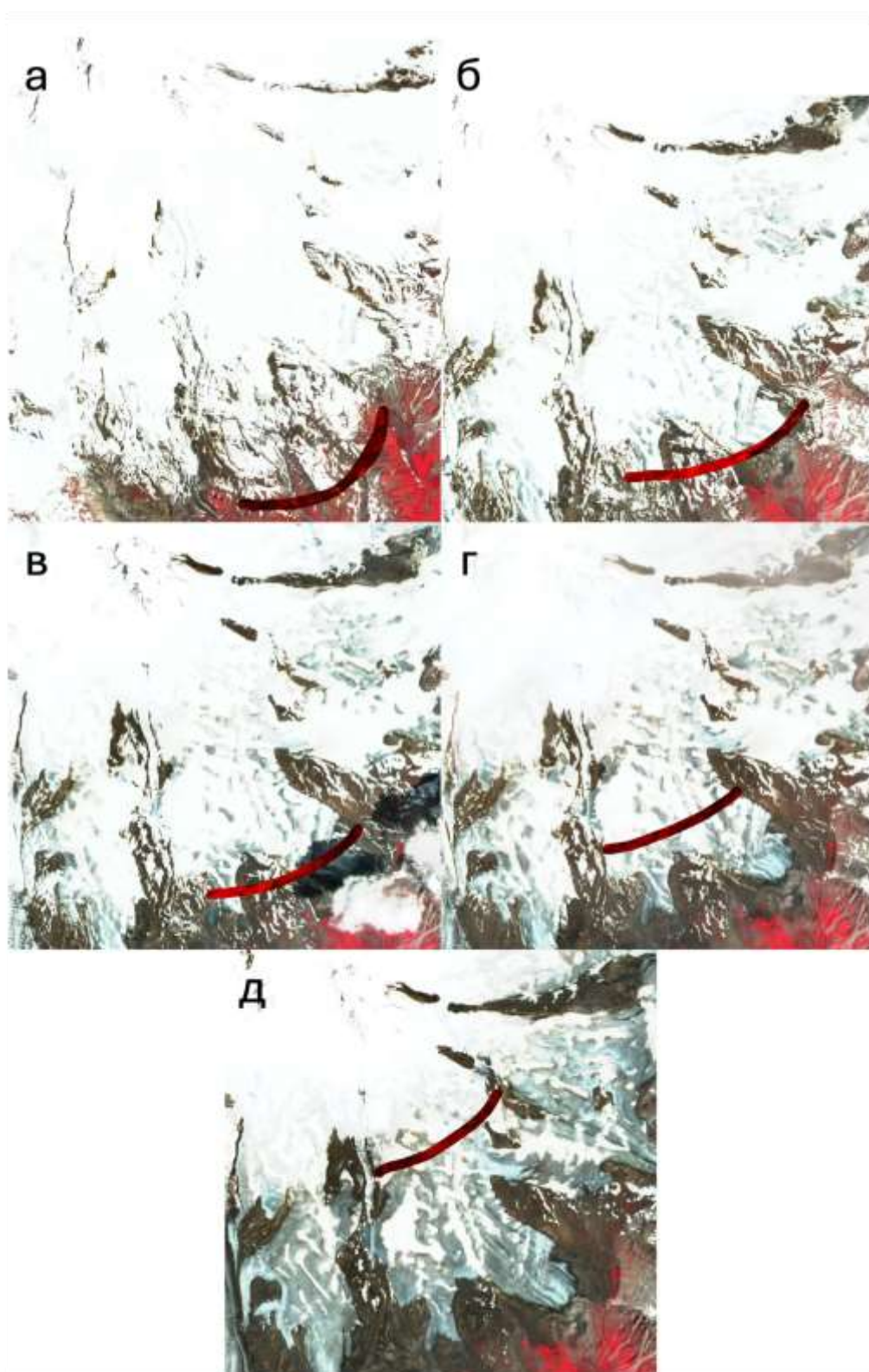


Рисунок 4.5.4. Последовательные космические снимки в инвертированных цветах южного макросклона Эльбруса аппаратом Sentinel-2 за 05.06.2024 (а), 22.06.2024 (б), 05.07.2024 (в), 15.07.2024 (г) и 09.08.2024 (д); бордовой линией показана снеговая линия.

На приведенных снимках четко видно, что в начале июня снеговая линия лежит на высотах порядка 3000 м над у.м., а таяние снега на языке ледника (обнажение льда) происходит только в 20-х числах июня. Для сравнения время схода снежного покрова на 3200 м над у.м. по модели SnowDraw происходит 5 июля, а по Noah-MP – лишь 10 августа. По снимкам можно определить, что снег сошел на высоте 3500 м над у.м. около 5 июля, а на 3800 м над у.м. – около 20 июля, в то время как по модели SnowDraw – 13 июля и 26 июля соответственно. Таким образом, созданная модель адекватно описывает время схода снежного покрова на языке ледника, запаздывая на 6–10 дней. Однако модель Noah-MP во всех перечисленных случаях опаздывает со сходом снега на месяц и более, не отражая различия таяния в разных высотных зонах. Подобные ошибки вносят существенный и ошибочный вклад в летнюю абляцию ледника.

В то же время ни одна из моделей (в том числе авторская) не воспроизвела полного стаивания снега на высотах 4100 и 4400 м над у.м. По космическому снимку за 09.08.2024 заметно, что снеговая линия располагается в верхней части лавовой гряды, что соответствует высоте около 4200–4300 м над у.м., что указывает на то, что снег на высоте 4100 сошел в конце августа. Столь слабые результаты в зоне аккумуляции ледника могут быть связаны с низким качеством входных данных в модель, поскольку данные реанализа ERA5 Pressure levels не подразумевают наличия массива Эльбруса на этой высоте, а значит сведения, прежде всего, по температуре воздуха соответствуют скорее свободной атмосфере. В то время как на южном склоне Эльбруса так или иначе происходит существенный прогрев поверхности, приводящий к таянию снежного покрова. В зоне аккумуляции ледника в 2024 году снег полностью не сошел, однако модель SnowDraw показала практически полное отсутствие таяния.

Тем не менее представленная модель снежного покрова SnowDraw показала реалистичные даты схода снежного покрова в зоне абляции ледника и существенно улучшила результаты расчетов по сравнению с моделью Noah-MP.

Таблица 4.5.1. Даты схода снежного покрова в различных зонах ледника Гарабаши за 2024 г.

	3200 м	3500 м	3800 м	4100 м	4400 м
Снимок	25.06	05.07	20.07	25.08	Не сошел
SnowDraw	05.07	13.07	26.07	Не сошел	Не сошел
Noah-MP	10.08	14.08	20.08	Не сошел	Не сошел

Аналогичное сравнение с данными космических снимков Sentinel-2 проводилось для летних периодов 2022–2023 годов (Табл. 4.5.2).

В 2022 г. сход снежного покрова в нижней части ледника по данным космических снимков произошел в первой половине июня, в то время как по модели SnowDraw это произошло существенно позже и запаздывание результатов моделирования составило 15–20 дней. Однако в середине июля более холодные условия на леднике привели к сохранению снежного покрова в средней его части (3800 м над у.м.) до 5–10 августа, что было достаточно успешно воспроизведено моделью. Тёплый август 2022 г. привел к тому, что граница снежного покрова в этот год смещалась до высоты порядка 4400 м над у.м., а ледник Гарабаши практически полностью был освобожден от снега. Модель неудачно воспроизвела эту ситуацию: на 4100 м над у.м. снег сошел лишь в начале сентября, а на 4400 м полного стаивания снега получено не было. Различия на 4100 м над у.м. могут объясняться также и тем, что в конце августа и начале сентября на этой высоте выпадали осадки в виде снега, что замедляло его таяние в модели.

2023 г. отличался более холодными условиями и медленным таянием, особенно в первой половине лета. Снег начал сходить на леднике лишь во второй половине июля. В этот период модель несколько запаздывала со временем схода снега, однако ошибка составила 9–11 дней. В средней части ледника было получено практически точное совпадение даты схода снега, а в районе границы питания ледника модель запоздала на 6 дней.

Таблица 4.5.2. Даты схода снежного покрова в различных зонах ледника Гарабаши за 2022–2024 гг.

	3200 м	3500 м	3800 м	4100 м	4400 м

2022 г.					
Снимок	01.07	16.07	05.08	10.08	Граница снега
SnowDraw	18.07	05.08	12.08	07.09	Не сошел
2023 г.					
Снимок	15.07	25.07	10.08	20.08	Не сошел
SnowDraw	26.07	04.08	11.08	26.08	Не сошел
2024 г.					
Снимок	20.06	05.07	20.07	25.08	Не сошел
SnowDraw	05.07	13.07	26.07	Не сошел	Не сошел

Таким образом, модель SnowDraw воспроизводит более позднее время схода снега на леднике, в среднем по леднику эта ошибка составляет около 12 дней (Табл. 4.5.3). Причем модель лучше воспроизводит более поздний сход снега на леднике, чем более ранний при теплых событиях. Это может быть связано, как с описанием процесса таяния снега в модели, так и тем, что наиболее теплые события на южном склоне Эльбруса, приводящие к интенсивному таянию, могут быть связаны с мезомасштабными процессами в горах, которые реанализом не воспроизводятся.

Стоит также отметить время окончания сезона абляции по модели. В 2022 г. по спутниковым данным первый снег на всем леднике появился 9 сентября, в то время как по модели было получены отдельные снегопады 5 и 8 сентября, а устойчивый снежный покров появился 12 сентября. В 2023 г. пик абляции наблюдался около 5–6 сентября, в то время как по модели снег появился 9 сентября.

Полученные космические снимки за различные даты с проведенными границами снежного покрова приведены в приложении к работе.

Таблица 4.5.3. Средняя ошибка воспроизведения даты схода снежного покрова в различных зонах ледника Гарабаши за 2022–2024 гг.

	3200 м	3500 м	3800 м	4100 м	4400 м
SnowDraw	+ 13 дней	+ 12 дней	+ 5 дней	+ 17 дней	-

Представленные выше результаты позволяют утверждать, что представленная модель SnowDraw показывает высокое качество воспроизведения сезонной динамики снежного покрова на горном леднике. При этом более упрощенная модель снежного покрова Noah-MP показала более слабые результаты с точки зрения воспроизведения как сезонной динамики снежного покрова, скорости его накопления и таяния, так и характеристик снежной толщи. Показано, что модель полной физики снежного покрова SNOWPACK, являясь наиболее полным и развитым алгоритмом для расчета стратиграфии снежного покрова и теплофизических свойств его толщи, не гарантирует высоких результатов воспроизведения его сезонной динамики при отсутствии достаточного количества входных данных. Также стоит отметить, что время счета эксперимента в одной расчетной точке длительностью 22 месяца с шагом интегрирования 3 часа по модели SnowDraw занимает порядка 2–3 секунд, в то время как модель SNOWPACK затрачивает на тот же эксперимент порядка 3-5 минут. Поэтому с вычислительной точки зрения модель SnowDraw является значительно более экономным инструментом расчета динамики и характеристик снежного покрова, что особенно важно в рамках задачи моделирования климата.

5. На основе представленных в этой главе результатов численных экспериментов с моделями снежного покрова и их анализа может быть сформулировано второе защищаемое положение: разработанный алгоритм SnowDraw является физически обоснованным и вычислительно эффективным инструментом воспроизведения снежного покрова на горных ледниках в сравнение с другими доступными моделями.

4.6. Оценка чувствительности модели SnowDraw к выбору специализированных параметризаций

В представленных выше параграфах было показано, что созданная модель более точно воспроизводит динамику снежного покрова на горном леднике по сравнению с моделями SNOWPACK и Noah-MP. Однако, в чем заключается причина столь высокого результата? Какие из примененных в модели специализированных параметризаций являются наиболее значимыми для воспроизведения снежного покрова на леднике?

Для ответа на эти вопросы была проведена серия численных экспериментов с моделью SnowDraw для высоты 3800 м над у.м. и периода с 01.09.2023 по 30.06.2025 на данных реанализа ERA5, подробно описанных в параграфе 4.4. В данной серии расчетов последовательно отключались описанные в главе 3 параметризации сублимации ледяных кристаллов [Dery et al., 1998; Bintanja, 2001] и проникновения в снег солнечной радиации. Также параметризация альбедо заменялась со схемы, разработанной для модели SPONSOR [Турков и др., 2024] на более простую зависимость [Oerlemans, Knap, 1998], учитывающую только «старение» снега и влияние альбедо фирна и льда. Параметризация плотности из модели ISBA [Decharme et al., 2016] было заменено на упрощенную схему из модели CLASS [Verseghy et al., 1991], которая не учитывает влияние ветра, а уплотнение снега определяется только зависимостью от времени после последнего снегопада. Для коэффициента теплопроводности снега вместо «горной» параметризации [Sun et al., 1999] использовалась более классическая параметризация [Yen, 1981].

На рисунках 4.6.1 и 4.6.2 показаны результаты этих расчетов и заметно, что практически во всех случаях отключение параметризаций или применение более простых аналогов приводит к ухудшению результатов моделирования. Причем наиболее значимый вклад в высокие результаты модели SnowDraw имеет выбор параметризации плотности [Decharme et al., 2016]. Применение более простой схемы уплотнения снега приводит не только к занижению плотности (исходя из существенной ошибки высоты снега на рисунке 4.6.2), но и, по всей видимости, изменению тепловлагодпереноса в снеге, что приводит к изменению скорости накопления и таяния снега. Несмотря на то, что для 2025 г. при использовании более простой схемы было получено более точное совпадение модели с шурфами, этот результат может считаться случайным, поскольку при этом существенно возрастают ошибки воспроизведения как плотности снежного покрова, так и его высоты.

Таблица 4.6.1. Различие результатов моделирования при упрощении описания различных процессов в модели для шурфов за различные даты относительно базовой версии.

Версия модели	28.01.2024	31.01.2025	18.06.2025
Высота снега, м			
Без сублимации	0.14	0.04	0.04
Без проникновения радиации	0.08	0.13	0.11
Упрощенное альbedo	0.15	0.21	0.18
Упрощенная плотность	0.43	0.06	0.53
Упрощенная теплопроводность	0.03	0.13	0.11
Без специализированных параметризаций	0.86	0.72	1.01
Водный эквивалент снега, мм			
Без сублимации	0.06	0.02	0.01
Без проникновения радиации	0.03	0.06	0.05
Упрощенное альbedo	0.07	0.09	0.09
Упрощенная плотность	-0.02	-0.06	-0.07
Упрощенная теплопроводность	0.01	0.06	0.05
Без специализированных параметризаций	0.14	0.13	0.13

Также значимый вклад в изменение водного эквивалента вносит выбор схемы альbedo поверхности снега. Если не учитывать проникновение солнечной радиации в снежную толщу и выбрать стандартную параметризацию коэффициента теплопроводности, то получится существенное занижение скорости таяния и поздний сходу снежного покрова на поверхности ледника. Учет метелевой сублимации вносит прямой вклад в водный эквивалент снежного покрова, однако ее влияние оказывается не столь велико в области абляции ледника.

При отключении всех специализированных параметризаций результаты модели серьезно ухудшаются. При этом результаты такого численного эксперимента оказываются близки результатам расчетов по моделям SNOWPACK и Noah-MP (Рис. 4.6.3 и 4.6.4), что подчеркивает целесообразность учета «горных» эффектов и применения соответствующих параметризаций в моделях снежного покрова в высокогорных районах.

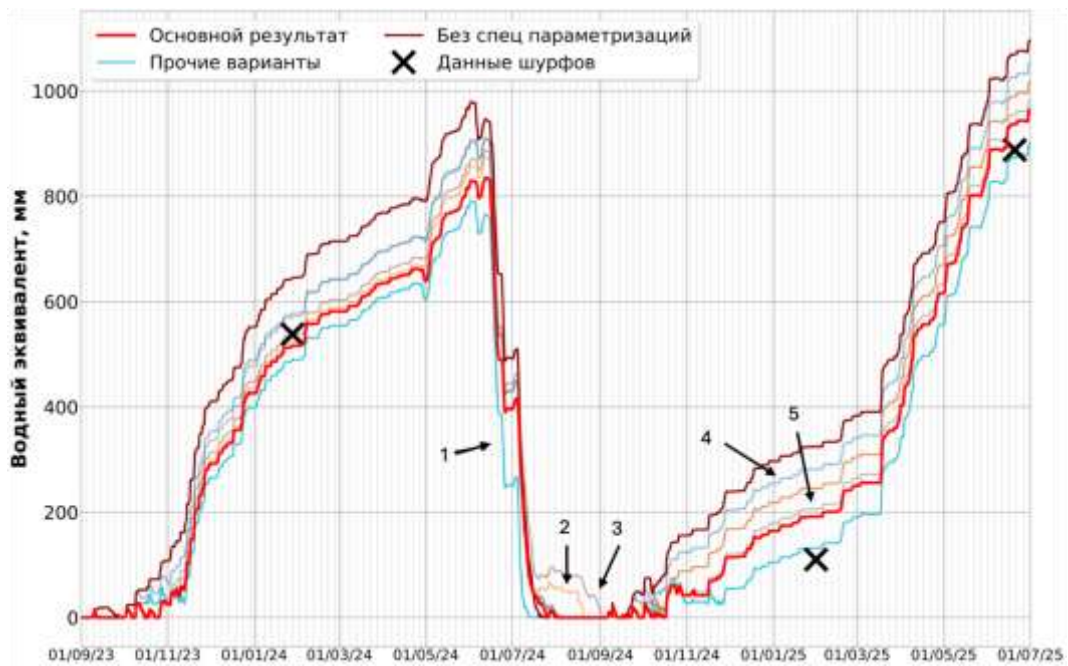


Рисунок 4.6.1. Временной ход водного эквивалента снежного покрова в зоне абляции ледника Гарабашаши в период с 01.09.2023 по 30.06.2025 по результатам моделирования на данных реанализа ERA5; цветными линиями показаны варианты с последовательным изменением параметризаций плотности снега (1), коэффициента теплопроводности (2), проникновением солнечной радиации в толщу (3), альбедо (4) и метелевой сублимации (5).

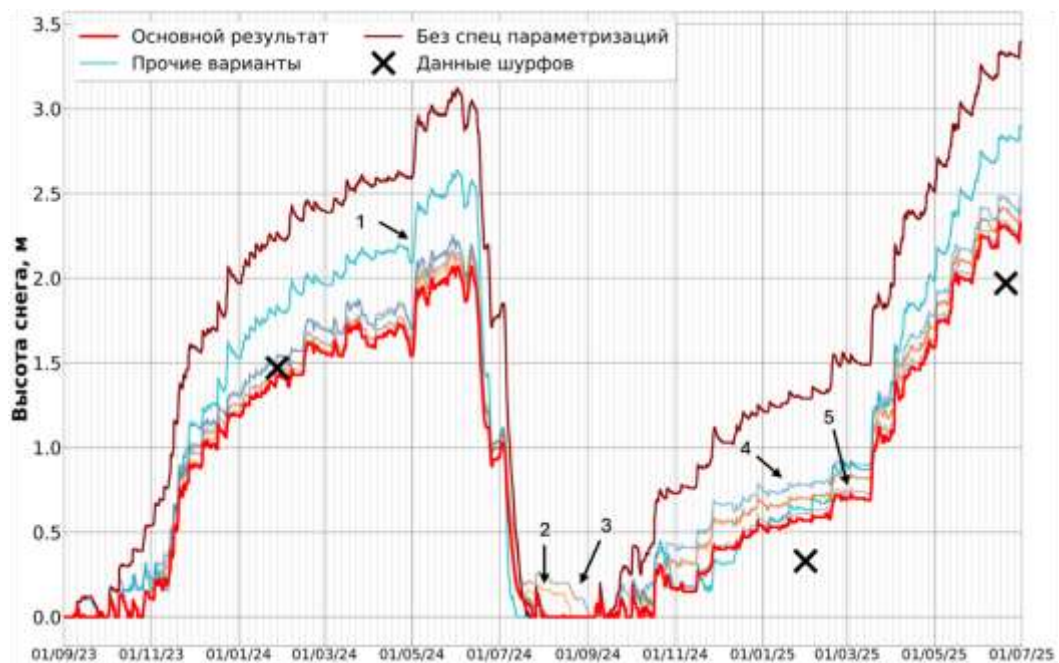


Рисунок 4.6.2. Временной ход высоты снежного покрова в зоне абляции ледника Гарабашаши в период с 01.09.2023 по 30.06.2025 по результатам моделирования на данных реанализа ERA5; цветными линиями показаны варианты с последовательным изменением параметризаций плотности снега (1), коэффициента теплопроводности (2), проникновением солнечной радиации в толщу (3), альбедо (4) и метелевой сублимации (5).

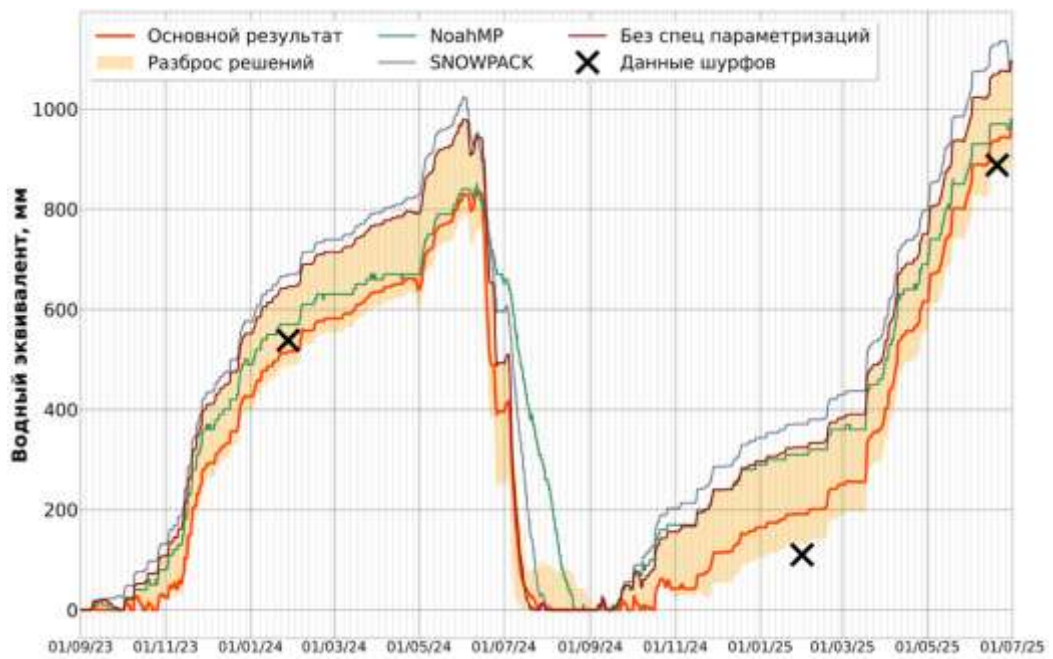


Рисунок 4.6.3. Временной ход водного эквивалента снежного покрова в зоне абляции ледника Гарабаши в период с 01.09.2023 по 30.06.2025 по результатам моделирования на данных реанализа ERA5.

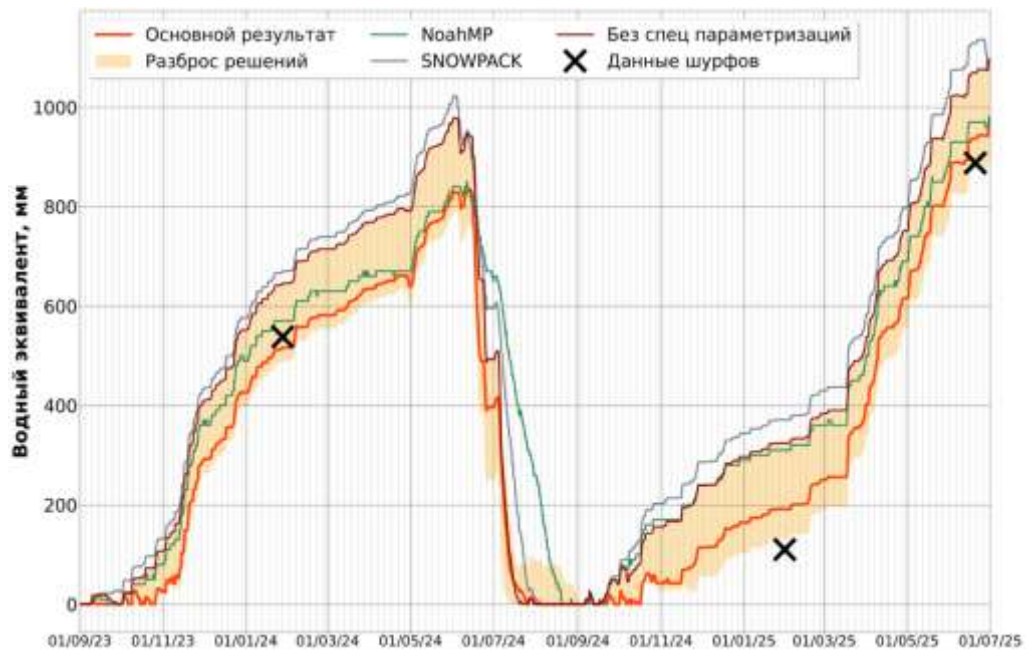


Рисунок 4.6.4. Временной ход высоты снежного покрова в зоне абляции ледника Гарабаши в период с 01.09.2023 по 30.06.2025 по результатам моделирования на данных реанализа ERA5.

Глава 5. Описание процессов аккумуляции и абляции на горном леднике с помощью модели SnowDraw

5.1. Пример расчетов многолетней динамики снежного покрова на поверхности ледника

Для высотных зон ледника Гарабаши была проведена серия численных экспериментов по расчету характеристик снежного покрова за последние 42 года (за период с 1983 по 2025 год) с шагом интегрирования модели равным 3 часа. В качестве атмосферного форсинга использовались данные реанализа ERA5 Pressure levels, приведенные для соответствующих расчетных высот. В данной серии экспериментов проводился расчет сумм осадков с учетом орографического добавка и пересчет количества солнечной и длинноволновой радиации в зависимости от геометрии склона (см. параграф 3.8). Угол наклона склона и его экспозиция считались одинаковыми для всех точек.

Результаты расчетов приведены на рисунках 5.1.1–5.1.5. С точки зрения сезонной динамики снежного покрова в различных высотных зонах ледника получены результаты, схожие с подробно описанными в параграфе 4.5. Так, на языке ледника на высотах 3200 и 3500 м над у.м. снежный покров полностью сходит в летний период, что чаще всего происходит в июле-августе. На высоте 3800 м над у.м. наблюдаются года, когда снежный покров перелетовывает и сохраняется на будущий год, что достаточно часто наблюдалось в 1980–90-е гг. прошлого века, и практически не происходит в XXI веке.

На высоте 4100 м над у.м. (Рис. 5.1.3) до начала XXI века происходит практически постоянная аккумуляция снежного покрова, что отражает более холодные условия на Эльбрусе в конце XX века на данном высотном уровне по сравнению с современными. Для последнего десятилетия получено практически ежегодное стаивание снежного покрова в летний период. Это хорошо согласуется с наблюдаемым высотным смещением линии равновесия (линии нулевого годового баланса) ледника Гарабаши в последние десятилетия [Рототаева и др., 2019; Kutuzov et al., 2019]. Также на рисунке 5.1.5 показана динамика плотности снежного покрова, которая при постоянной аккумуляции в нижней части снежной

толщи превышает 600 кг/м^3 , что говорит о переходе перелетовывающего снега в фирн. По модели этот процесс занимает около 3–5 лет.

В то же время на высоте 4400 м над у.м. (Рис. 5.1.4) происходит закономерная постоянная аккумуляция снежного покрова. В данной версии модели используется допущение, что если снежный покров превышает значение в 6 метров после периода абляции, то снег сбрасывается до высоты 1 м, а остальная часть снежной толщи переходит в положительный баланс массы ледника в качестве фирна и льда. Пример такого уплотнения снега до фирна был показан на рисунке 5.1.5, а при многолетнем отсутствии таяния фирн превращается в лед. Для учета эффекта образования льда в зонах аккумуляции при полном объединении модели снежного покрова с моделью ледника планируется создать алгоритм «передачи» нижней, фирнизированной части снежного покрова в часть ледника, полноценно отражая физический процесс аккумуляции ледника.

Таким образом, на основе представленных результатов расчета временной изменчивости снежного покрова для различных высотных зон ледника Гарабаши можно говорить о том, что модель SnowDraw адекватно воспроизводит накопление, таяние и характеристики снежного покрова на климатическом временном масштабе.

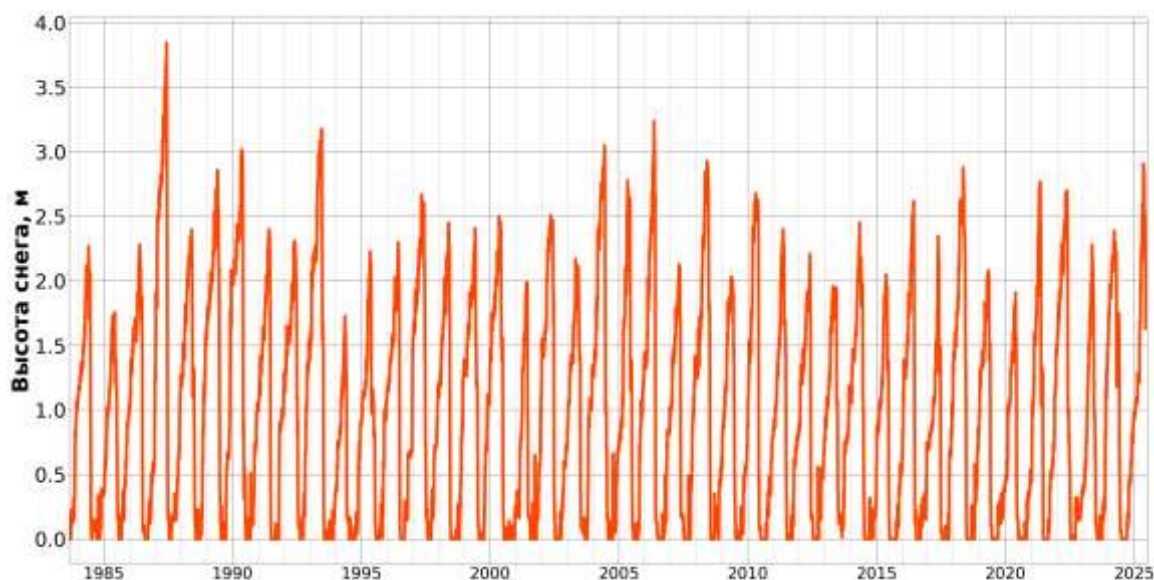


Рисунок 5.1.1. Временной ход высоты снежного покрова на леднике Гарабаши для высоты 3200 м над у.м. в период с 1983 по 2025 гг. по результатам моделирования на данных реанализа ERA5.

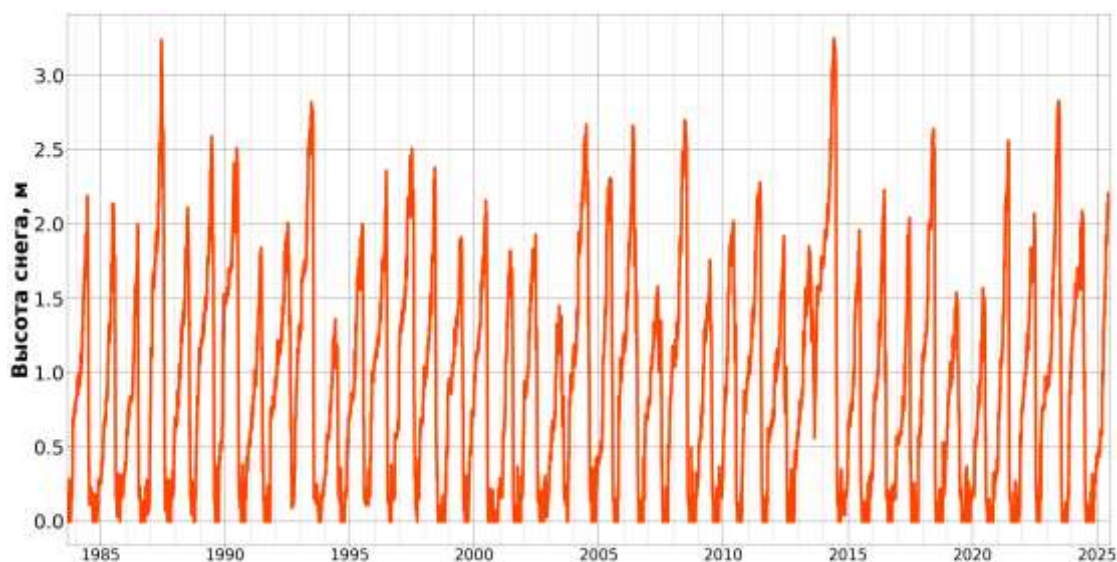


Рисунок 5.1.2. Временной ход высоты снежного покрова на леднике Гарабаши для высоты 3800 м над у.м. в период с 1983 по 2025 гг. по результатам моделирования на данных реанализа ERA5.



Рисунок 5.1.3. Временной ход высоты снежного покрова на леднике Гарабаши для высоты 4100 м над у.м. в период с 1983 по 2025 гг. по результатам моделирования на данных реанализа ERA5.

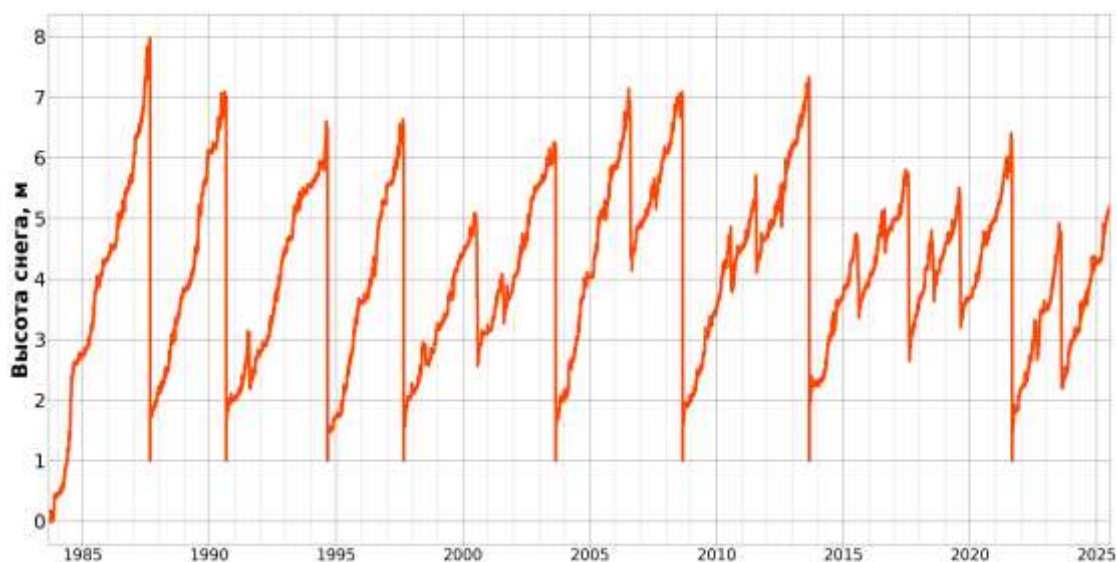


Рисунок 5.1.4. Временной ход высоты снежного покрова на леднике Гарабаши для высоты 4400 м над у.м. в период с 1983 по 2025 гг. по результатам моделирования на данных реанализа ERA5.

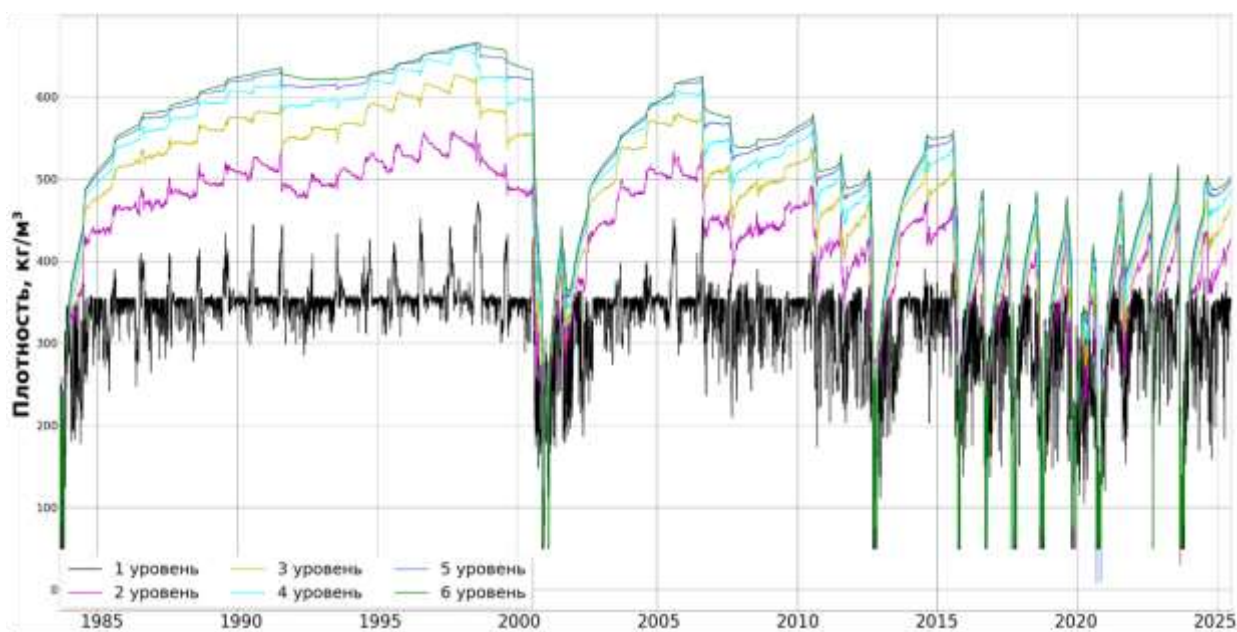


Рисунок 5.1.5. Временной ход плотности снежного покрова на различных глубинах на леднике Гарабаши для высоты 4100 м над у.м. в период с 1983 по 2025 гг. по результатам моделирования на данных реанализа ERA5; уровни в снеге отсчитываются от поверхности.

5.2. Сравнение результатов модели SnowDraw с данными крупномасштабных моделей на примере реанализа ERA5

Результаты численных экспериментов с моделью снежного покрова SnowDraw, описанных и представленных в параграфе 4.5, сравнивались также с данными крупномасштабных атмосферных моделей. На данный момент в сравнении принимали участие только данные реанализа ERA5-Land, выбранные для координаты в центре ледника Гарабаши (высота ячейки составляет 2440 м над у.м.). Для этого сравнения был выбран именно реанализ ERA5, поскольку он является наиболее популярным источником данных при моделировании динамики горного оледенения, а также лавин и селей.

Сравнение результатов по высоте снежного покрова (Рис. 5.2.1) и его водному эквиваленту (Рис. 5.2.2) однозначно показывают неверное воспроизведение сезонной динамики снежного покрова на леднике при использовании данных крупномасштабной модели. Так, в каждый из сезонов аккумуляции заметна недооценка водозапаса к началу снеготаяния, что кардинально сказывается на объеме стока талой воды с ледника Гарабаши в весенний период. Кроме того, по данным реанализа снежный покров полностью сходит к началу-середине июня, чего не происходит в реальности.

Поэтому на основе представленных данных может быть сделан вывод, что крупномасштабных атмосферных моделей даже самого высокого уровня не могут корректно воспроизводить характеристики снежного покрова на горных ледниках и непригодны для прогноза эволюции горного оледенения. Что требует других модельных подходов, в частности, представленных в данном исследовании.

Аналогичные выводы были получены на климатическом временном масштабе. Результаты моделирования, описанные в параграфе 5.1, были осреднены по различным высотам ледника Гарабаши на каждом временном шаге в зависимости от площади ледника в каждой высотной зоне, что позволяет получить аналог данных «в ячейке» крупномасштабной атмосферной модели. Таким образом, проводилось сравнение средневзвешенной расчетной высоты снежного покрова (Рис. 5.2.3) для всего ледника Гарабаши и данных реанализа ERA5-Land для точки ледника за период 1983–2025 гг, что отражает аккумулятивную компоненту баланса массы ледника.

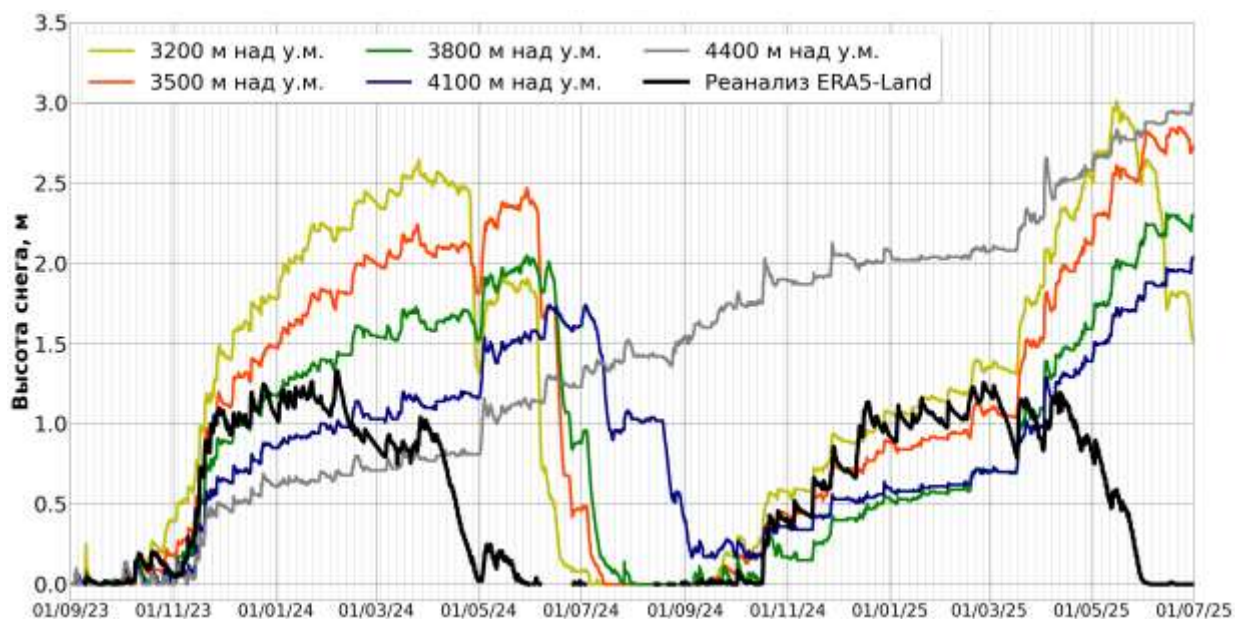


Рисунок 5.2.1. Временной ход высоты снежного покрова в различных высотных зонах ледника Гарабаши в период с 01.09.2023 по 30.06.2025 по результатам моделирования на данных реанализа ERA5 и по данным реанализа ERA5-Land.

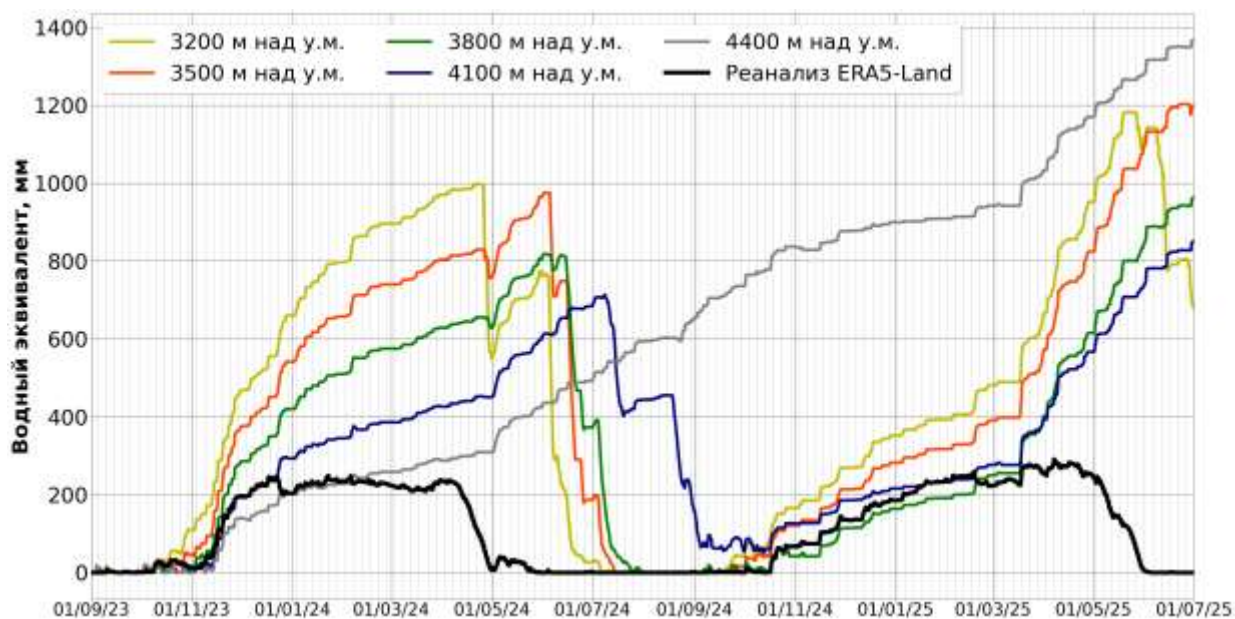


Рисунок 5.2.2. Временной ход водного эквивалента покрова в различных высотных зонах ледника Гарабаши в период с 01.09.2023 по 30.06.2025 по результатам моделирования на данных реанализа ERA5 и по данным реанализа ERA5-Land.

Наиболее явные различия были получены не столько для высоты снежного покрова, сколько для его водно-эквивалентной толщины (Рис. 5.2.4), что говорит также о том, что плотность снежного покрова в данных реанализа ERA5 существенно занижается. Стоит отметить, что в среднем для всего ледника

снежный покров в летний период не сходит целиком практически во все года, при этом в последнее десятилетие заметно существенное снижение средней высоты снежного покрова по сравнению с предшествующим периодом. В то же время по данным реанализа ERA5 снежный покров в ячейке модели сходит уже в мае-июне, что не соответствует действительности и приводит к значительно более раннему половодью, а также существенному влиянию на летнее альbedo поверхности. Использование данных реанализа ERA5 по снежному покрову, как входных данных для модели горного ледника, привело бы к существенной переоценке летней абляции.

Кроме того, стоит отметить, что максимальный водозапас к началу снеготаяния практически во всех случаях оказывается заниженным, а в отдельные годы различия достигают 500–1000 мм в.э. В среднем водный эквивалент снежного покрова занижается реанализом на 307 мм, а максимальный водозапас к началу снеготаяния – на 337 мм. Недочет водного эквивалента и нереалистичное воспроизведение интенсивности и сроков снеготаяния приводит к посредственному воспроизведению речного стока с ледника. Так, величина среднегодового стока за счет таяния снежного покрова с 1 м² по результатам моделирования с помощью SnowDraw составляет 880 мм в.э., в то время как по данным реанализа она ниже на 159 мм в.э. При интегрировании по всей площади ледника Гарабаши это дает недоучет объема стока в 560 000 м³.

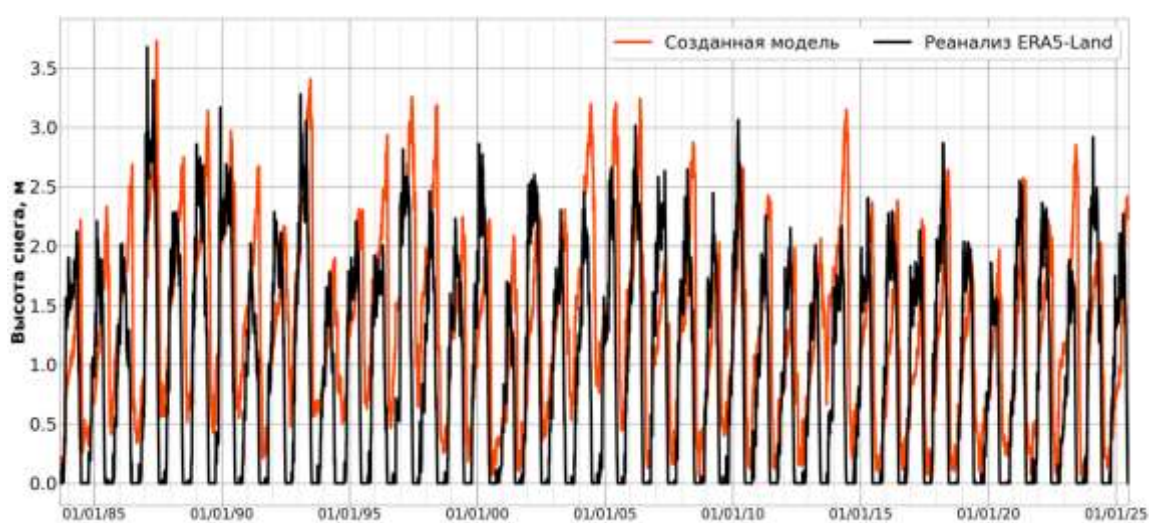


Рисунок 5.2.3. Временной ход высоты снежного покрова, осредненной для ледника Гарабаши по высотам, по результатам моделирования и по данным реанализа ERA5-Land в период с 01.09.1983 по 30.06.2025.

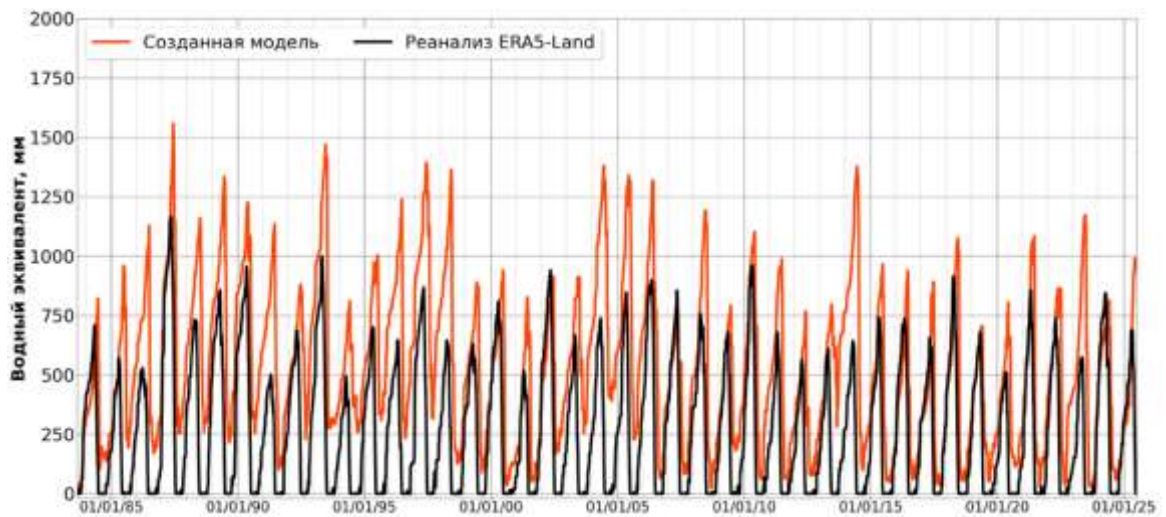


Рисунок 5.2.4. Временной ход водного эквивалента снежного покрова, осредненной для ледника Гарабаши по высотам, по результатам моделирования и по данным реанализа ERA5-Land в период с 01.09.1983 по 30.06.2025.

В качестве верификации модельных результатов, полученных по леднику Гарабаши, было проведено их сравнение с данными ежегодных наблюдений за скоростью аккумуляции (Рис. 5.2.5). Заметно, что модель хорошо воспроизводит средние значения темпов аккумуляции на леднике, воспроизводя также большую часть межгодовых вариаций. В том числе были успешно воспроизведены экстремальные годы с аккумуляцией более 1.7 м в.э. в 1987 г. и менее 0.8 м в.э. в 2020 г. Однако в отдельные годы (например, в 1994 и 2003 гг.) модель показывает более низкие значения аккумуляции. Тем не менее представленное сравнение позволяет говорить, что применение модели снежного покрова **SnowDraw позволяет получать достоверные оценки темпов аккумуляции на горном леднике.**

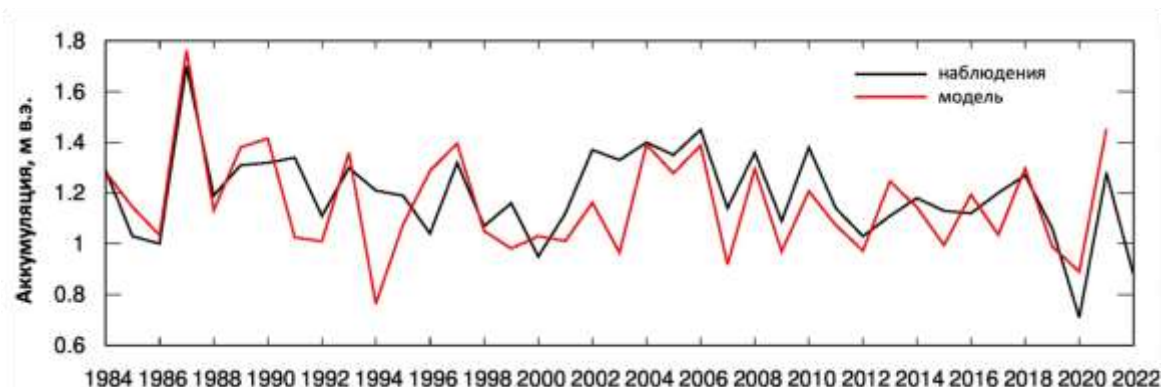


Рисунок 5.2.5. Временной ход скорости аккумуляции ледника Гарабаши по результатам моделирования и данным наблюдений в период с 1984 по 2022 гг.

5.3. Расчет пространственно-временной изменчивости характеристик снежного покрова на примере Эльбруса

Представленная выше верификация модели снежного покрова SnowDraw показала возможность ее применения в качестве блока параметризации горного оледенения IGRICE [Торопов и др., 2023; Toropov et al., 2025]. С представленной моделью снежного покрова в связке с моделями орографического добавка к осадкам и пересчета компонент радиационного баланса были проведены численные эксперименты для всего оледенения Эльбруса по 12 азимутам в высотном диапазоне от 3200 м до 5600 м над у.м. с шагом 300 м, что позволило получить полную пространственно-временную картину динамики снежного покрова на Эльбрусе за последние 40 лет.

Было получено, что среднегодовалая высота снежного покрова для мая (период максимального снегонакопления на Эльбрусе) в зонах абляции достигает максимума в 2.7 м на наветренном юго-западном склоне и уменьшается до 1.5 м на северо-восточном склоне (Рис. 5.3.1, а). При этом с высотой наблюдается закономерное уменьшение количества снежного покрова (менее 1 м в привершинной части), связанное прежде всего с уменьшением количества осадков. Полученное пространственное распределение количества снега хорошо согласуется с расчетным распределением осадков на Эльбрусе (Рис. 5.3.2). На основе орографической модели осадков [Торопов и др., 2022] показано, что наибольшее их количество выпадает в зонах абляции ледников юго-западной экспозиции, которая является наветренной и перехватывает влагонесущие потоки с Черного и Средиземного морей.

Аналогично для августа (период максимальной абляции на ледниках Эльбруса) получено, что снег полностью сходит в зонах абляции ледников (Рис. 5.3.1, в) и сохраняется лишь выше линий равновесия (4000–4100 м над у.м.). Такое пространственное распределение согласуется с данными ежегодных снегомерных съемок, проводимых на ледниках Эльбруса [Лаврентьев и др., 2023]. При этом в зоне аккумуляции юго-западного склона сохраняется значительное количество снега, которое впоследствии идет в аккумулятивную часть баланса массы ледников Большой и Малый Азау, Уллукам.

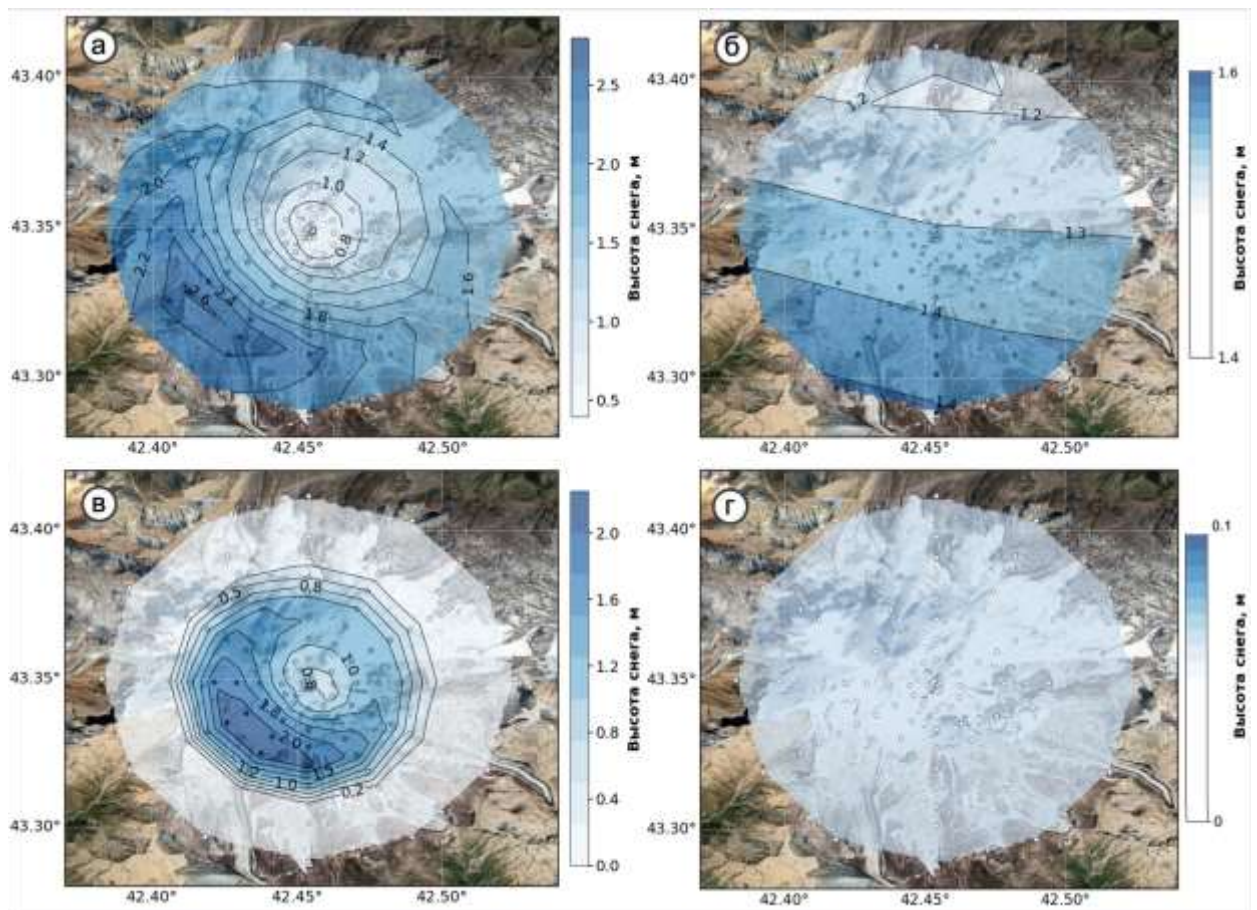


Рисунок 5.3.1. Пространственное распределение средней многолетней высоты снежного покрова (за период с 1983 по 2025 гг.) по оледенению Эльбруса для мая (а, б) и августа (в, г) по результатам моделирования (а, в) и данным реанализа ERA5-Land (б, г).

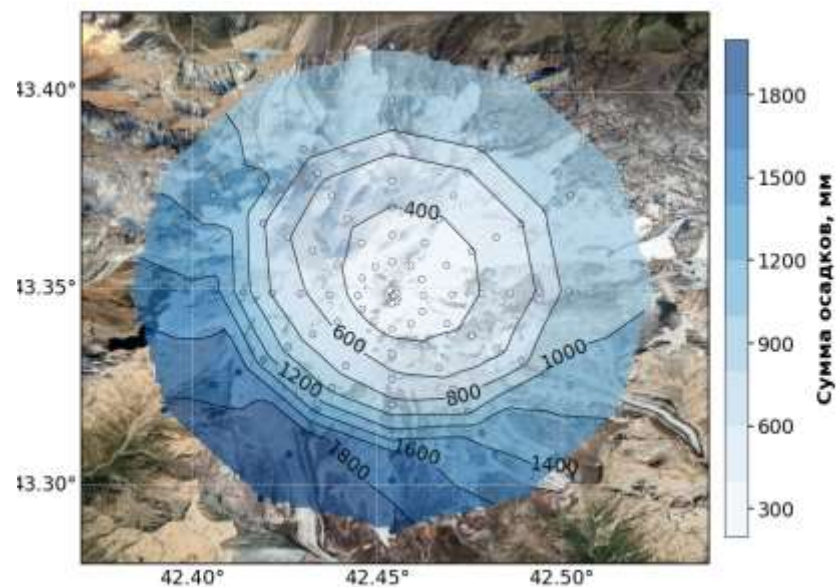


Рисунок 5.3.2. Пространственное распределение средней многолетней (за период с 1983 по 2025 гг.) суммы осадков по оледенению Эльбруса по результатам моделирования.

Стоит отметить, что по данным по снежному покрову из реанализа ERA5-Land в мае его высота по всему Эльбрусу составляет около 1.5 м, а в августе снег полностью отсутствует (Рис. 5.3.1, б, г). Кроме того, максимум снегонакопления по реанализу на всем Эльбрусе наблюдается в феврале-марте с более низким значением высоты снежного покрова, чем по данным наблюдений. Таким образом, данные реанализа абсолютно нереалистично воспроизводят как сроки залегания снежного покрова по всему Эльбрусу, так и время и величину максимального водозапаса.

Эти результаты на примере всего оледенения Эльбруса позволяют говорить, что использование данных крупномасштабных атмосферных моделей (на примере широко используемого реанализа ERA5) не позволяет получать реалистичные параметры снежного покрова на горных ледниках и они непригодны для прогноза как динамики горного оледенения, так и речного стока в горах. Несмотря на кажущуюся очевидность этого утверждения, во многих гидрологических и гляциологических расчетах данные реанализов в сложных орографических условиях до сих пор используются. В то время как использование модельного комплекса, включающего специализированную модель SnowDraw, позволяет воспроизводить пространственно-временную изменчивость снежного покрова на горных ледниках и получать более достоверные оценки динамики оледенения и величины снегового питания в стоке.

На основе результатов, приведенных выше в данной главе, выдвигается третье защищаемое положение: **алгоритм SnowDraw целесообразно внедрить в отечественную Модель земной системы ARTS-ESM/INMCM, поскольку его совмещение с модулем орографических осадков и тепло-балансовым блоком кардинально улучшает картину пространственно-временного распределения снежного покрова в высокогорных районах по сравнению с результатами крупномасштабных атмосферных моделей.**

5.4. Расчет динамики снежного покрова на ледниках архипелага Шпицберген

Для того, чтобы показать применимость модели SnowDraw в других горно-ледниковых районах мира, аналогичные численные эксперименты были проведены

для ледника Восточный Грэнфьорд (архипелаг Шпицберген, Земля Норденшельда), для периода с 2006 по 2022 год. Этот ледник располагается в совершенно иных по сравнению с Кавказом физико-географических условиях: вблизи берега залива Гренландского моря на высотах всего 50–400 м над у.м. на склоне северной экспозиции. Расчеты проводились для высотных зон 100 и 300 м над у.м. при тех же настройках и параметрах самой модели снежного покрова, что и для ледника Гарабаши на Кавказе.

Результат воспроизведения моделью SnowDraw высоты снежного покрова представлен на рисунке 5.4.1. Модель вполне адекватно воспроизводит основные особенности пространственно-временного распределения снежного покрова на этом леднике: высота снежного покрова незначительно увеличивается с высотой, как увеличивается и продолжительность его залегания за счет более позднего таяния и более раннего начала периода аккумуляции. Сход снега в нижней зоне ледника приходится в основном на июль, а в верхней зоне – на август. Также стоит заметить, что практически во все годы ледник полностью освобождается от снега, что соотносится с данными наблюдений на леднике [Чернов, 2023].

Стоит также отметить, что в последнее десятилетие наблюдается существенное увеличение бесснежного периода на леднике: до 2015 года в отдельных случаях снежный покров либо сохранялся, либо сходил на 1–2 недели, в последние годы продолжительность бесснежного периода на всем леднике достигает 2 месяцев (2021 год), что приводит к более интенсивной абляции ледника в летний период. Полученные результаты соотносятся с существенным отрицательным балансом массы ледника по данным наблюдений [Elagina et al., 2021]. При этом количество снега в весенний период также сокращается. С использованием модельного комплекса IGRICE, включающем представленную модель снежного покрова показано, что эти изменения динамики снежного покрова и ускорение абляции ледника Восточный Грэнфьорд связаны, прежде всего, с увеличением доли жидких осадков весной [Toropov et al., 2025].

Таким образом, на примере ледника Восточный Грэнфьорд на Шпицбергене была продемонстрирована работоспособность модели для других горно-ледниковых районов в совершенно иных природных условиях.

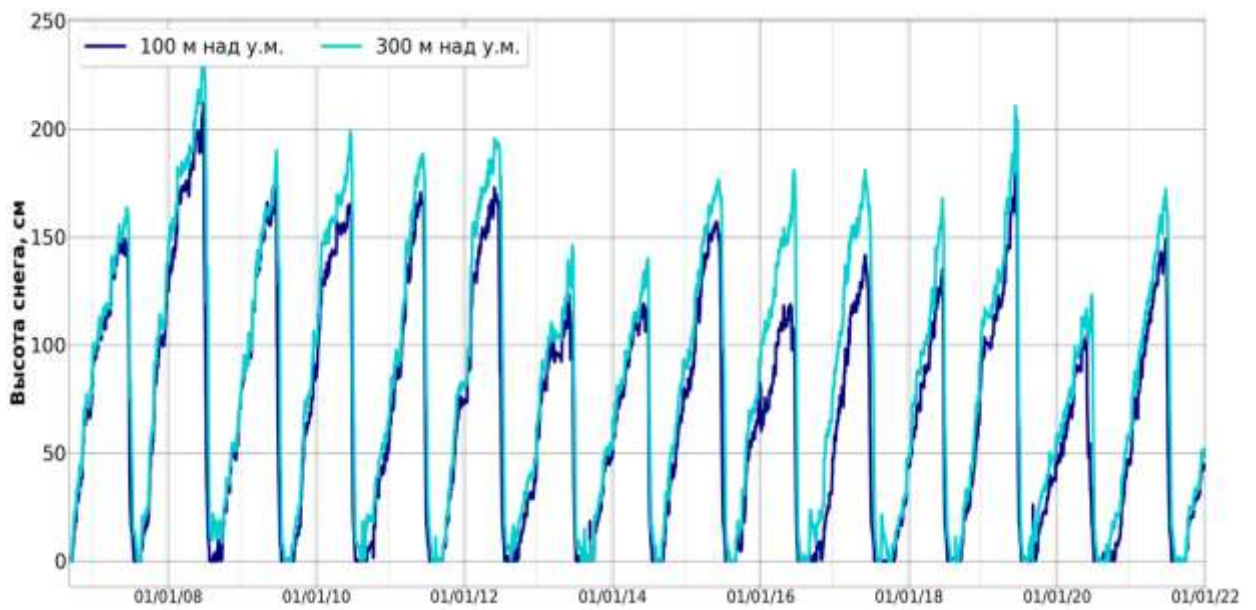


Рисунок 5.4.1. Временной ход высоты снежного покрова для различных высотных уровней ледника Восточный Гренфьорд (Шпицберген) в период с 2006 по 2022 гг. по результатам моделирования на данных реанализа ERA5.

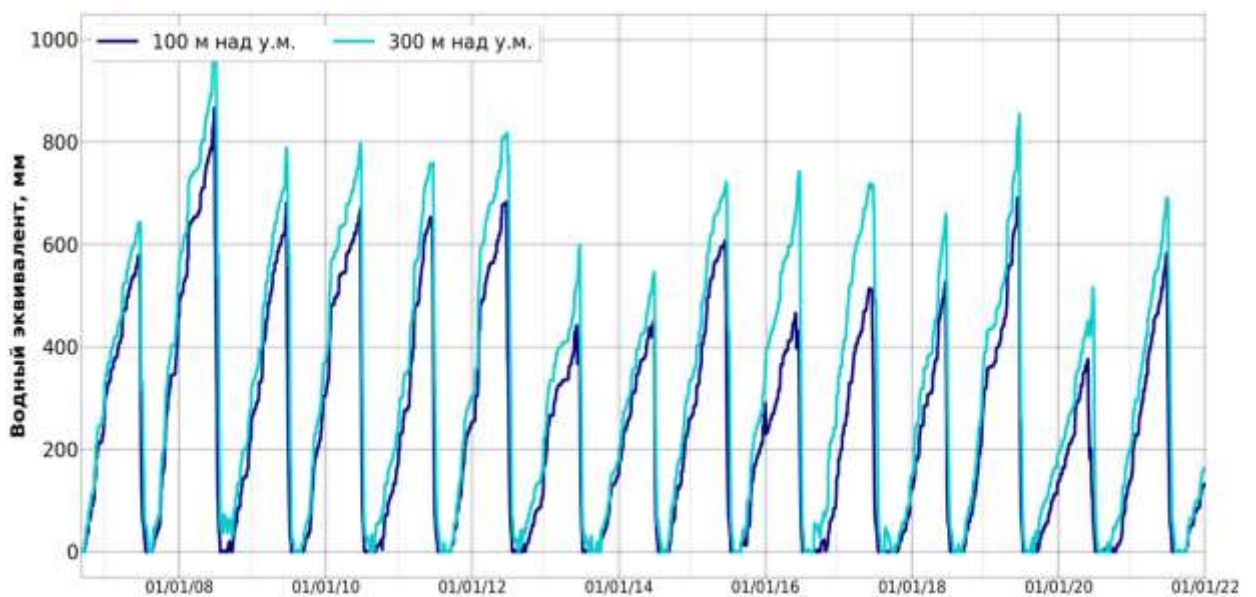


Рисунок 5.4.2. Временной ход водного эквивалента снежного покрова для различных высотных уровней ледника Восточный Гренфьорд (Шпицберген) в период с 2006 по 2022 гг. по результатам моделирования на данных реанализа ERA5.

Глава 6. Оценка эффекта сублимации ледяных кристаллов при метелях

6.1. Затраты тепла на метелевую сублимацию на основе данных наблюдений

Сублимация ледяных кристаллов при метелях является существенной компонентой баланса массы поверхности снежного покрова, удаляя до 10–20% годовой суммы осадков в некоторых полярных районах [Pomeroy, Jones, 1996] и в Антарктиде [Radok, 1970; King et al., 1996; Lenaerts et al, 2010]. Кроме того, этот процесс влияет на тепловой баланс поверхности [Bintanja, 1995]. Особенно этот процесс важен в условиях высоких скоростей ветра и большого дефицита влажности над поверхностью снега, что характерно как для условий центральной и прибрежной Антарктиды, так и горного оледенения, особенно в зимний период.

Стоит отметить, что снежный покров теряет массу за счет метелевой сублимации, однако сам процесс испарения кристаллов происходит в воздухе на некоторой высоте над поверхностью. При этом в слое метелевого переноса, который может распространяться на высоту от 0.2 до 5 м, наблюдается слабая инверсия температуры. Данные в Антарктиде наблюдений [Dery et al., 1998; Bintanja, 2000b; Bintanja 2001] показывают, что при интенсивном метелевом переносе суммарные затраты тепла на испарение ледяных кристаллов в воздухе компенсируются потоком явного тепла, что в итоге приводит к условиям в метелевом слое близким к изотермическим [Budd, 1966; Schmidt, 1982; Dery et al., 1998], что существенно изменяет тепловой режим и поверхности снега, и воздуха.

В ходе измерительных кампаний в январе-феврале 2020 и 2022 гг. нами были получены непрерывные ряды данных автоматических наблюдений по величине метелевого переноса в зоне абляции ледника Гарабаши, на основе которых были проведены расчеты потока массы сублимирующих частиц и затрат тепла на сублимацию ледяных кристаллов с использованием численного алгоритма [Dery et al., 1998; Bintanja, 2001], подробно описанного в Главе 3. Этот алгоритм был ранее верифицирован на основе косвенных данных наблюдений [Pomeroy, Essery, 1999; Bintanja, 2001].

Было получено, что интенсивность сублимации кристаллов в метели в значительной степени определяется скоростью приземного ветра. Для 2020 года (Рис. 6.1.1) наибольшей интенсивности процесс достигает при скоростях более 10 м/с со значениями до 70 Вт/м^2 , что сравнимо с основными компонентами теплового баланса поверхности снега. В то же время при тех же 10 м/с выявляются значения менее 10 Вт/м^2 , что обусловлено малым дефицитом влажности и небольшой разностью температур «кристалл – окружающий воздух». Поэтому высокие значения скорости ветра являются необходимой, но не достаточной причиной значительных потерь тепла на сублимацию кристаллов. Аналогичные выводы могут быть сделаны и для результатов для 2022 года (Рис. 6.1.2), где в условиях меньшего метелевого переноса затраты тепла на сублимацию составили до 30 Вт/м^2 .

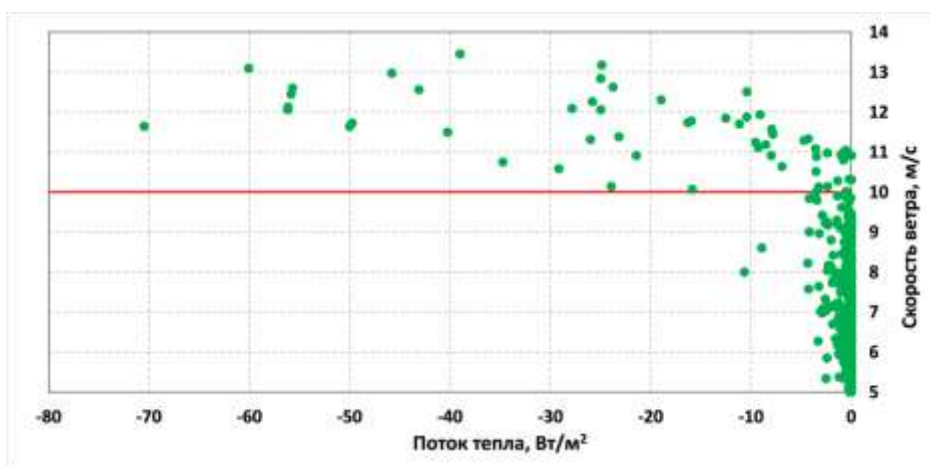


Рисунок 6.1.1. График зависимости потерь тепла на сублимацию кристаллов при метели от скорости приземного ветра на основе данные измерений в январе-феврале 2020 года.

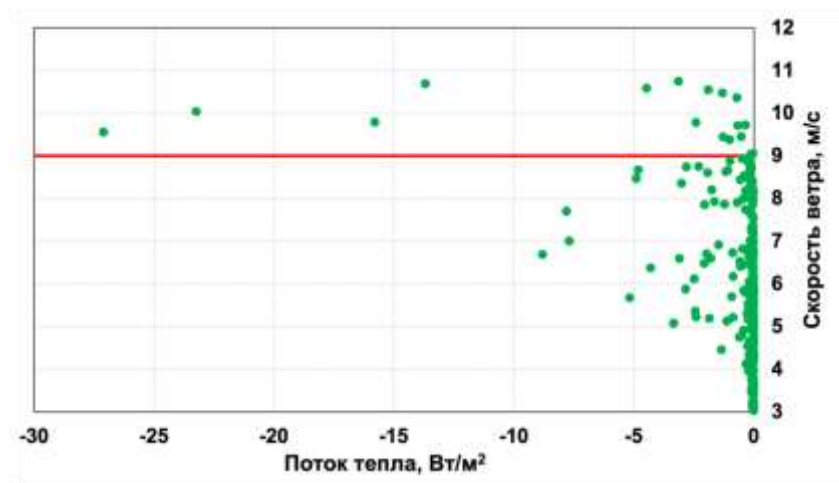


Рисунок 6.1.2. График зависимости потерь тепла на сублимацию кристаллов при метели от скорости приземного ветра на основе данные измерений в феврале 2022 года.

Полученные результаты показывают, что затраты тепла на сублимацию ледяных кристаллов при пороговой скорости ветра около 9–10 м/с, вызывающей интенсивный метелевый перенос, становятся существенными и перестраивают тепловой баланс на горном леднике в зимний период.

6.2. Влияние метелевой сублимации на тепловой режим снежного покрова

Для оценки вклада сублимации ледяных кристаллов в тепловой баланс над снежным покровом был выбран период с 5 по 12 февраля 2022 г., когда наблюдались интенсивные ночные метели 6 и 10 февраля. Для этого периода был проведен отдельный численный эксперимент с моделью снежного покрова SnowDraw с отключенным блоком восстановления затрат тепла на сублимацию ледяных кристаллов. Полученные результаты были сравнены с результатами эксперимента с базовой версией модели. Периоды наиболее интенсивных метелей на всех рисунках далее показаны желтой заливкой.

Разница компонент теплового баланса поверхности по результатам двух численных экспериментов (Рис. 6.2.1) показывает, что наибольшее влияние учет затрат тепла на сублимацию ледяных кристаллов оказывает на восстановление потока явного тепла. Во время метели 6 февраля при отключенном блоке расчетов сублимации значения турбулентного потока явного тепла составили порядка 120 Вт/м², что на 170 Вт/м² ниже, чем в результатах базового эксперимента. Полученное значение лучше соотносится с предыдущими оценками для ледников Центрального Кавказа. В то же время значения плотностей потока скрытого тепла и потока тепла в снег уменьшились на 30 и 20 Вт/м² соответственно.

В случае более слабой метели 10 числа результирующее изменение компонент теплового баланса оказывается менее значительным. Так, плотность потока явного тепла уменьшилась лишь на 20 Вт/м², а прочие компоненты теплового баланса остались практически неизменными.

При этом ненулевые затраты тепла на сублимацию наблюдались в течение всего расчетного периода при значениях плотности потока менее 20 Вт/м^2 . Однако заметно, что даже при слабых метелях отсутствие учета затрат тепла на сублимацию может приводить к изменению результатов восстановления турбулентных потоков тепла на $20\text{--}30 \text{ Вт/м}^2$.

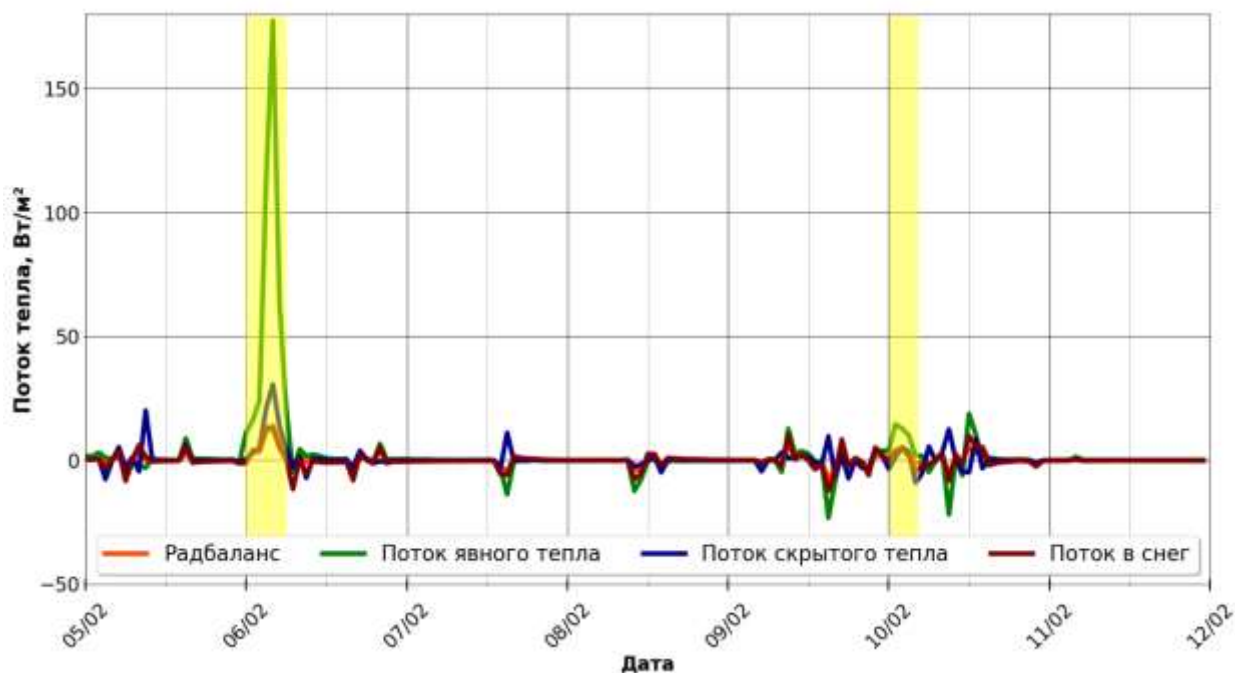


Рисунок 6.2.1. График временной изменчивости разности плотностей потоков тепла на поверхности в модельных экспериментах с включенной и отключенной сублимацией при метелях; случаи наиболее сильных метелей показаны желтой заливкой.

Для периода интенсивных метелей 2022 года оценка влияния затрат тепла на сублимацию ледяных кристаллов была проведена также и для температуры снежной толщи (Рис. 6.2.2). Изменение температуры поверхности в модели в случае отсутствия учета сублимации приводит к распространению этой тепловой волны на глубины. Так, при наиболее интенсивной метели 6 февраля различия до уровня 50 см (глубины 30 см) превышают 0.5°C . Однако в прочих случаях изменения не наблюдаются ниже 10 см. Таким образом, учет влияния сублимации ледяных кристаллов при метелях на тепловой баланс снежного покрова имеет ощутимый вклад и в тепловой режим снежной толщи.

Более подробно результаты измерений метелевого переноса и восстановления затрат тепла на сублимацию изложены в работах [Дроздов и др., 2021; Drozdov et al., 2022].

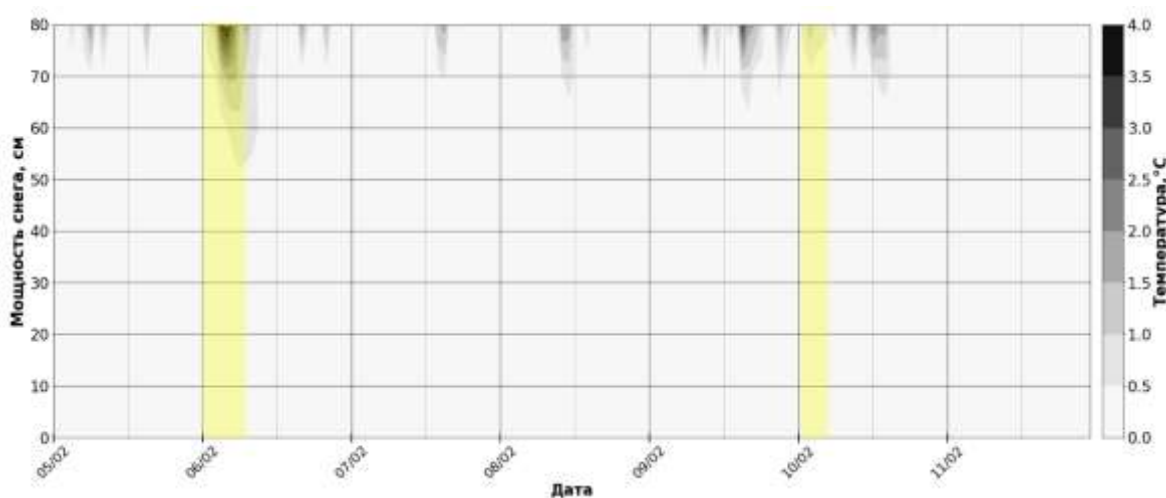


Рисунок 6.2.2. График пространственно-временной изменчивости разности температуры снега в модельных экспериментах с включенной и отключенной сублимацией при метелях; случаи наиболее сильных метелей показаны желтой заливкой.

Вклад учета сублимации ледяных кристаллов при метелях может быть показан на основе численного эксперимента с моделью SnowDraw для зимне-весеннего периода 2024–2025 гг., проведенного на основе данных наблюдений на леднике Гарабаши (Рис. 6.2.3). Метели наблюдались в течение практически всего периода и особенно интенсифицировались в период с октября по февраль. При этом затраты тепла на сублимацию ледяных кристаллов достигали 95 Вт/м^2 при экстремальных метелях, во многих случаях превышали 10 Вт/м^2 , а среднее за весь период значение составило 1.33 Вт/м^2 . Таким образом за весь период наблюдений (9 месяцев) на сублимацию ледяных кристаллов было затрачено суммарно 30.9 МДж, что составляет около 13% от энергии, накопленной за счет радиационного баланса (238 МДж). Эти оценки оказываются несколько ниже значений по измерениям и расчетным методам для прибрежной зоны Антарктиды [Bintanja, 2001], но в целом соответствуют им. Это связано с большей повторяемостью метелей (до 21% времени) в областях стоковых ветров.

При этом затраты тепла на сублимацию привели к метелевому испарению в сумме за 9 месяцев наблюдений в 13 мм водного эквивалента, что достигается за

счет наиболее интенсивных метелей в ноябре-декабре 2024 г. и в марте 2025 г. Эта величина составляет 1.3% от аккумуляции снега за этот период и оказывается близка к результатам расчетов, например, на ледниковом куполе Вестфонна на Шпицбергене [Sauter et al., 2013].

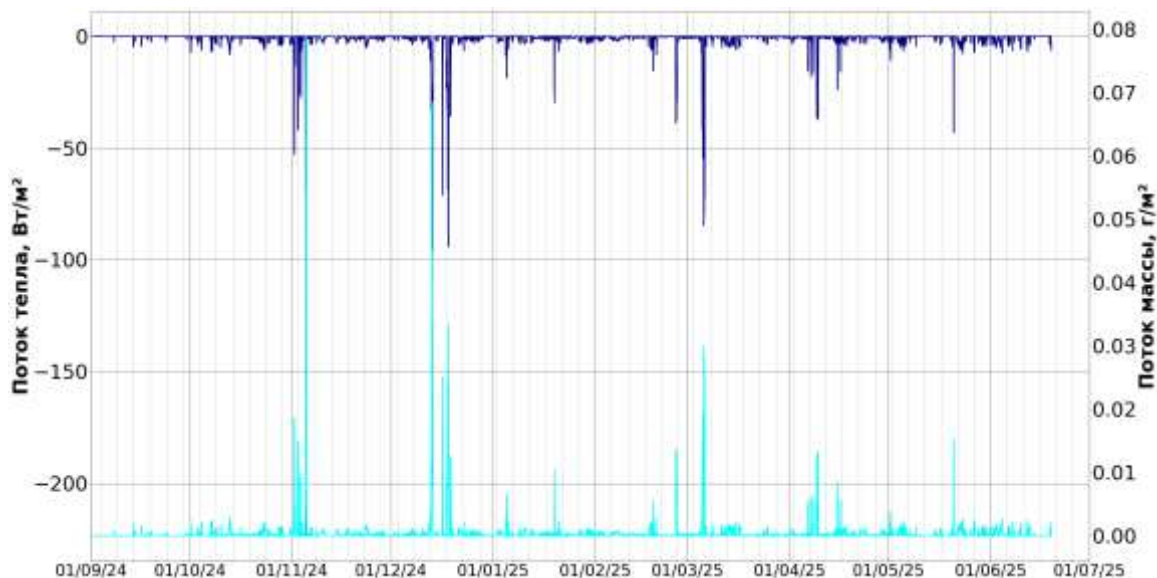


Рисунок 6.2.3. Временной ход затрат тепла на сублимацию ледяных кристаллов при метелях (синяя линия, левая шкала) и потока массы сублимирующих частиц (голубая линия, правая шкала) по результатам расчетов по модели SnowDraw на основе данных наблюдений на леднике Гарабаши за период с 09.2024 по 06.2025.

Для данного периода с моделью SnowDraw был также проведён численный эксперимент с отключенным блоком сублимации ледяных кристаллов при метелях. Сравнение результатов двух численных экспериментов с данными наблюдений по автоматической метеостанции на леднике Гарабаши по температуре поверхности снега приведено на рисунке 6.2.4. Получено, что учет затрат тепла на сублимацию ледяных кристаллов при метелях приводит к крайне незначительному уменьшению температуры поверхности снежного покрова - в среднем за весь период наблюдений вклад составляет лишь 0.02°C . Это связано прежде всего с относительно небольшой повторяемостью сильных метелей на этой высоте. При этом в отдельные сроки эта разница зачастую достигает $3-5^{\circ}\text{C}$, а максимальные различия при наиболее интенсивных метелях составили $12-15^{\circ}\text{C}$, что, однако, связано скорее с устойчивостью нахождения температуры поверхности из уравнения теплового баланса.

В то же время статистические метрики не демонстрируют улучшения воспроизведения созданной моделью температуры поверхности снежного покрова: значение коэффициента детерминации ($R^2 = 0.79$) в обоих экспериментах показывает высокое качество воспроизведения временной изменчивости величины, однако среднее смещение (bias) при учете сублимации ледяных кристаллов оказывается немного ниже (2.13°C). Прочие статистические метрики приведены в таблице 6.2.1.

Незначительное ухудшение статистических метрик при учете сублимации ледяных кристаллов связано прежде всего с тем, что модель SnowDraw в базовой версии имеет тенденцию занижения температуры поверхности снега, а учет сублимации приводит к еще большему выхолаживанию. Таким образом, применение в созданной модели снежного покрова схемы расчета затрат тепла на сублимацию ледяных кристаллов при метелях не приводит к значимому изменению температуры поверхности снежного покрова, однако перестраивает структуру теплового баланса при сильных метелях.

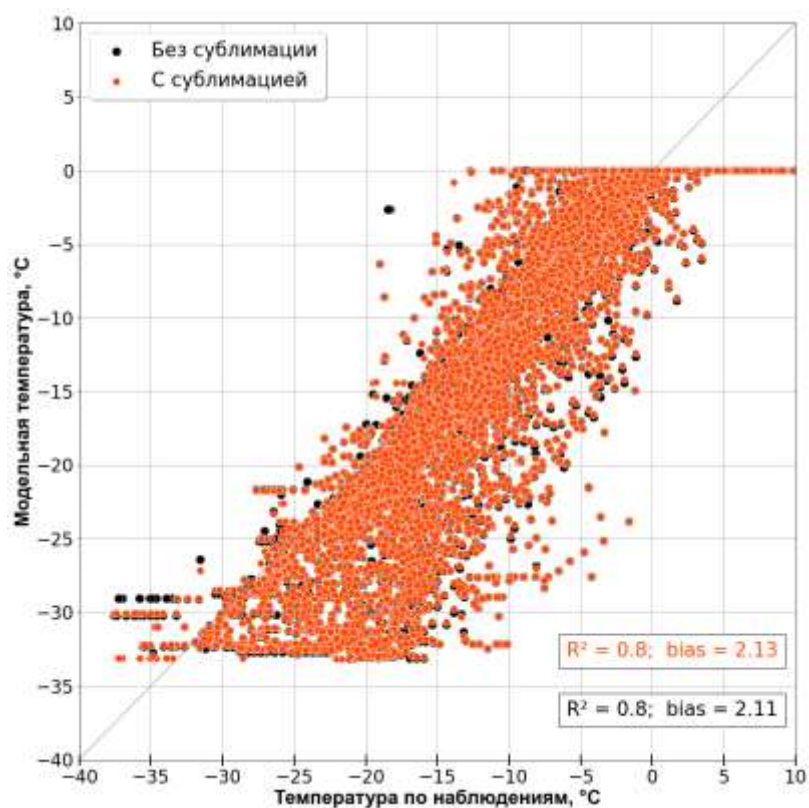


Рисунок 6.2.4. Диаграмма рассеяния для результатов расчетов температуры поверхности снежного покрова по модели SnowDraw с включенным и отключенным

блоком сублимации ледяных кристаллов при метелях и данных наблюдений на леднике
Гарабаши за период с 09.2024 по 06.2025.

Таблица 6.2.1. Статистические метрики модельных ошибок воспроизведения температуры поверхности снежного покрова для численных экспериментов с отключенной сублимацией и с базовой версией модели.

Статистическая метрика	С сублимацией	Без сублимации
Средний модуль абсолютной ошибки, °C	3.19	3.17
Среднее смещение, °C	2.13	2.11
Коэффициент корреляции	0.89	0.89

6.3. Роль метелевой сублимации в водном балансе снежного покрова на горном леднике

Для численных экспериментов с моделью SnowDraw для всего оледенения Эльбруса за 1983–2025 гг., подробно описанных в параграфе 5.3, были сделаны оценки сублимации ледяных кристаллов при метелях в балансе массы снежного покрова. Полученное пространственное распределение по Эльбрусу (Рис. 6.3.1, а) показывает, что средние годовые суммы сублимации увеличиваются с высотой от 1 мм в.э. на языках ледников до 18 мм в.э. в привершинной части, что связано с увеличением с высотой скоростей ветра и повторяемости метелей, а также дефицита влажности между поверхностью снега и атмосферой. Для сравнения в Восточной Антарктиде эта величина составляет от 10–30 мм в.э. [Thiery *et al.*, 2012] до 80 мм в.э. в отдельных районах [Lenaerts *et al.*, 2010]. Стоит отметить, что на данный момент в модели использовались данные реанализа из одной точки по всему Эльбрусу, поэтому распределение сублимации оказывается симметричным относительно вершины и изменяется только с высотой.

При этом полученные значения годового слоя сублимации составляют от 0.5 до 9 % от годовой суммы осадков (Рис. 6.3.1, б). В зонах абляции ледников среднее многолетнее значение этой величины не превышает 1%, поэтому на этих высотах учет сублимации ледяных кристаллов при метелях оказывает несущественным. Однако в зонах аккумуляции процесс метелевой сублимации удаляет 5–10% годовой суммы осадков, что оказывается значимым и указывает на необходимость учета метелевой сублимации в водном балансе снежного

покрова высокогорных районов. Также полученные модельные оценки хорошо соотносятся с результатами, полученными в прибрежной зоне Восточной Антарктиды [Lenaerts et al., 2010; Thiery et al., 2012], где сублимация удаляет от 10 до 22% годовой суммы осадков, а условия зон аккумуляции ледников Большого Кавказа с точки зрения интенсивности сублимации оказываются к ним близки.

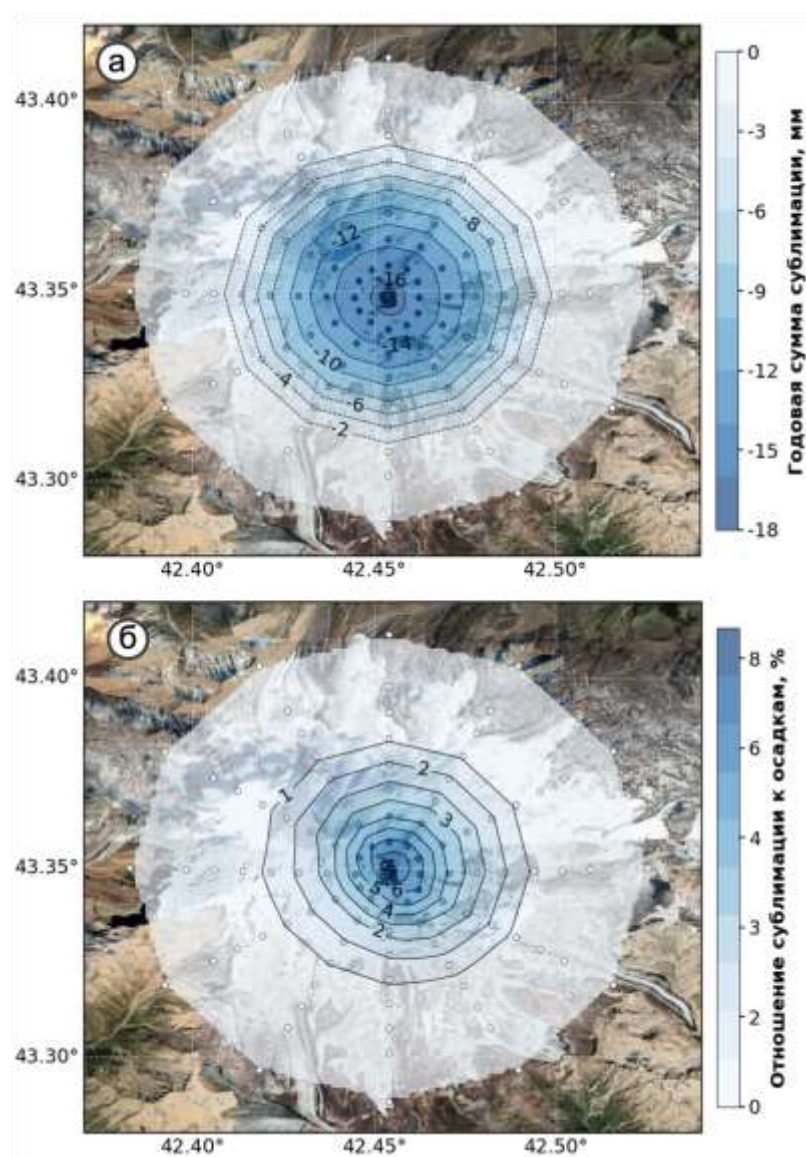


Рисунок 6.3.1. Пространственное распределение средней многолетней (за период с 1983 по 2025 гг.) годовой суммы метелевой сублимации (а) и ее отношения к годовой сумме осадков (б) по оледенению Эльбруса по результатам применения модели SnowDraw.

В дополнение применение модельного комплекса позволяет восстановить межгодовую изменчивость различных характеристик теплового и водного баланса снежного покрова и, в частности, сублимации ледяных кристаллов при метелях. На

рисунках 6.3.2–6.3.4 приведены расчетные годовые суммы метелевой сублимации для различных высотных зон Эльбруса за период с 1984 по 2024 гг.

Заметно, что в зоне абляции ледника (3500 м над у.м.) величина годовой сублимации мала и ее среднее значение составляет менее 1 мм в.э. Это связано с меньшими скоростями ветра и повторяемостью метелей на этой высоте, а также большей продолжительностью периода с положительными температурами и повторяемостью оттепелей в холодный период. При этом относительная межгодовая изменчивость оказывается существенной.

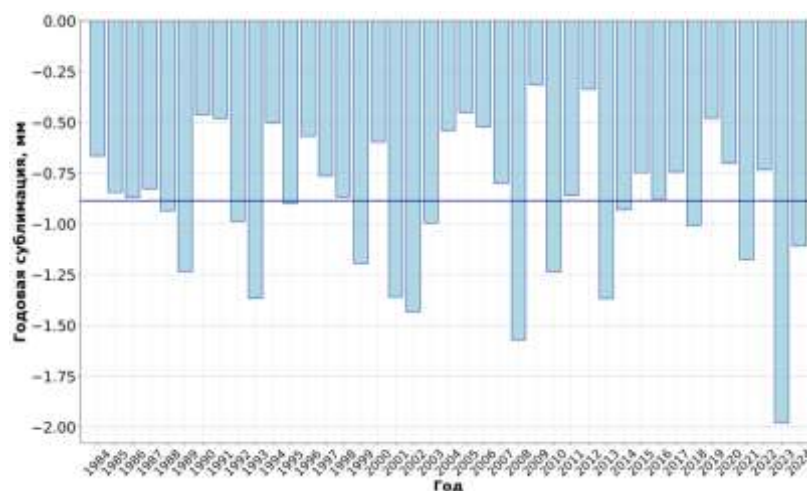


Рисунок 6.3.2. Годовая сумма метелевой сублимации в зоне абляции ледника Гарабаша по результатам расчетов по модели снежного покрова SnowDraw за 1984–2024 гг.

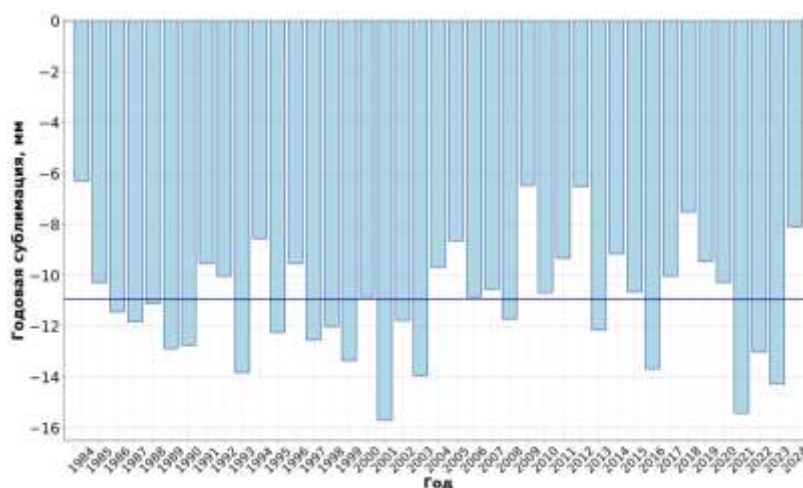


Рисунок 6.3.3. Годовая сумма метелевой сублимации в зоне аккумуляции ледника Гарабаша по результатам расчетов по модели снежного покрова SnowDraw за 1984–2024 гг.

В зоне аккумуляции ледника (4700 м над у.м.) среднее значение вырастает до 11 мм в.э. в год, однако в большую часть годов годовая сумма сублимации остается

на уровне 9–13 мм в.э. Лишь в отдельные годы наблюдаются более низкие значения в 6 мм в.э., а максимум годовой суммы сублимации составляет 16 мм в.э. При этом в привершинной части Эльбруса (5600 м над у.м.) межгодовая изменчивость величины также менее значительная при увеличении среднего многолетнего значения до 17 мм в.э., что связано с еще более ветренными условиями и влиянием свободной атмосферы.

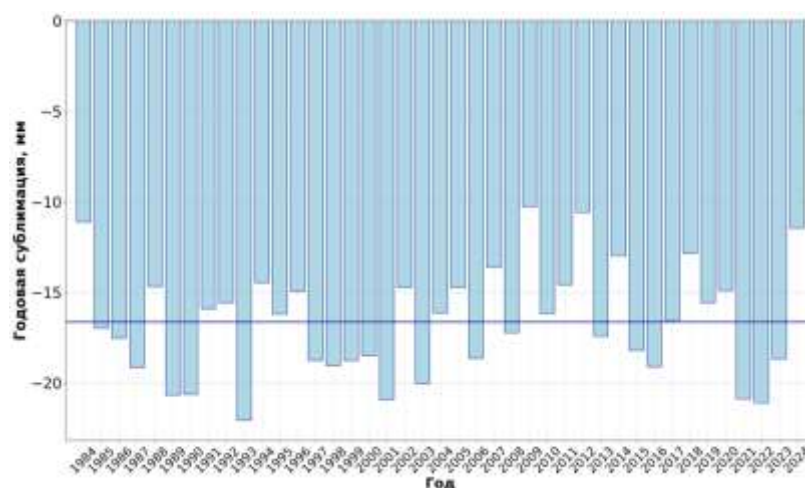


Рисунок 6.3.4. Годовая сумма метелевой сублимации в привершинной части Эльбруса по результатам расчетов по модели снежного покрова SnowDraw за 1984–2024 гг.

Таким образом, на основе численных экспериментов с моделью снежного покрова SnowDraw, проведенных на данных наблюдений на леднике Гарабаши, и из представленных выше результатов следует четвертое защищаемое положение: Сублимация ледяных кристаллов при интенсивном метелевом переносе существенно влияет на баланс массы снежного покрова в высокогорных районах и перестраивает структуру теплового баланса поверхности, что делает значимым ее учет при моделировании.

Заключение

В рамках представленной диссертационной работы была создана новая модель снежного покрова промежуточной сложности SnowDraw, включающая описание специфических факторов снежного покрова в горах и направленная на прогноз динамики ледников и речного стока в горных районах на климатическом временном масштабе. Были получены следующие основные научные результаты:

Основные научные результаты работы:

1. На основе обзора научной литературы по теме моделирования снежного покрова, а также опыта применения различных моделей (SPONSOR [Шмакин и др., 2009], Noah-MP [Niu et al., 2011], SNOWPACK [Bartelt, Lehning, 2002]) был определен набор процессов и факторов, необходимых для учета при моделировании снежного покрова на поверхности горного ледника и выбраны наиболее подходящие параметризации и подходы для их реализации. Было показано, что для учета снежного покрова на поверхности горного ледника наиболее перспективным является класс моделей промежуточной сложности.
2. В рамках данной работы был составлен и реализован в виде кода на языке программирования GNU Fortran 90 программный алгоритм новой модели снежного покрова промежуточной сложности SnowDraw с включением описания специфических факторов, характерных для горных ледников.
3. В сезоны аккумуляции 2020 и 2022 гг. на леднике Гарабаши на южном склоне Эльбруса были проведены комплексные метеорологические и снегомерные измерения. В 2024 г. на ледниках Гарабаши и Микельчиран на южном и северном макросклоне Эльбруса установлены стационарные автоматические метеорологические комплексы, которые позволяют получать детальные данные об атмосферных условиях, динамике снежного покрова и метелевом переносе непосредственно на поверхности горного ледника. Полученные данные являются уникальными и позволили произвести верификацию созданной модели снежного покрова SnowDraw для условий на поверхности горного ледника для нескольких сезонов.
4. На основе верификации модели SnowDraw в сравнении с данными наблюдений было получено высокое качество воспроизведения сезонной динамики и водозапаса снежного покрова на горном леднике. Сравнение

результатов представленной модели с другими доступными моделями различного уровня сложности (Noah-MP, SNOWPACK) показало, что она является физически обоснованным и вычислительно эффективным инструментом для решения задач прогноза эволюции снежного покрова и оледенения в горах и рекомендуется к использованию в качестве блока параметризации горного оледенения.

5. На основе численных экспериментов и сравнения с данными крупномасштабной модели (на примере реанализа ERA5-Land [Muñoz Sabater, 2019]) показано, что использование специализированного модельного комплекса с параметризацией снежного покрова для горных ледников кардинально улучшает воспроизведение пространственно-временного распределения снежного покрова в высокогорных районах на сезонном и многолетнем масштабе.
6. В модели SnowDraw был реализован и применен физически полный алгоритм расчета сублимации ледяных кристаллов при метелях [Bintanja, 2001; Dery et al., 1998]. Расчет этой величины показал, что затраты тепла на метелевую сублимацию могут оказываться сравнимыми с прочими компонентами теплового баланса поверхности снега и при этом она является существенной компонентой баланса массы снежного покрова на ледниках Эльбруса, удаляя до 9% годовой суммы осадков в зонах аккумуляции.

Направления дальнейшей работы

На следующих этапах исследования предполагается доработка схемы модели SnowDraw в части таяния снежного покрова и численной схемы решения уравнения теплопроводности в снежной толще. Планируется полное совмещение представленной модели снежного покрова с глобальной гляциологической моделью IGRICE [Toropov et al., 2023; Toropov et al., 2025]. На основе этой параметризации горного оледенения будут проведены численные эксперименты по применению данной модели для других горно-ледниковых районах мира. Также планируется использовать представленный алгоритм в качестве блока модели деятельного слоя суши TerM [Stepanenko et al., 2024], и использовать в задачах инженерно-гидрометеорологических изысканий..

Благодарности

Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю к.г.н. Торопову П.А. за бесценную и всестороннюю помощь в подготовке диссертации. Также выражается благодарность зам. директора НИВЦ МГУ д.ф.-м.н. Степаненко В.М. за полезные консультации при построении схемы созданной модели, с.н.с. ИФА РАН и НИВЦ МГУ к.г.н. Шестаковой А.А. за работу над объединением представленной модели снежного покрова с моделью IGRICE. За ценные замечания и идеи при разработке модели отдельная благодарность выражается зам. Декана географического факультета МГУ по научной работе к.г.н. Сократову С.А., с.н.с. кафедры Метеорологии и климатологии МГУ к.г.н. Полюхову А.А., а также сотрудникам отдела гляциологии ИГ РАН в.н.с. Туркову Д.В., с.н.с. Чернову Р.А. и в.н.с. Носенко Г.А. За техническую поддержку при подготовке организации измерений в Приэльбрусье автор выражает отдельную благодарность м.н.с. ИФА РАН Артамонову А.Ю. и сотруднику МГТУ им. Баумана Семенову К.А. За помощь в установке и обслуживании метеорологических комплексов в Приэльбрусье – аспиранткам ИФА РАН Новиковой Е.В. и Антипиной У.И., а также коллективу студентов и аспирантов географического факультета МГУ: Сушинцеву И.М., Гибадуллину Р.Р., Шкуриновой И.А., Дегтяреву А.И. и Кускевич М.А.

Список литературы

1. *Баранов С., Покровская Т.* Работа метеорологической группы ЭКНЭ 1935 г. // Труды Эльбрусской экспедиции 1934 и 1935 гг. Л.: Изд-во АН СССР. 1936. С. 199–209.
2. *Бычкова В.И., Рубинштейн К.Г.* Параметризация процессов возникновения и эволюции низовой метели // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 31. № 2. С. 143–150.
3. *Володин Е.М., Грищун А.С.* Воспроизведение возможных будущих изменений климата в XXI веке с помощью модели климата INM-CM5 // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 3. С. 255–266.
4. *Володин Е.М.* Воспроизведение современного климата моделью климатической системы INMCM60 // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 1. С. 19–26.
5. *Волошина А.П.* Радиационные условия в период абляции // Оледенение Эльбруса. М.: Изд-во МГУ. 1968. С. 158–168.
6. *Гусев Е.М., Насонова О.Н.* Расчёты формирования снежного покрова на основе модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. №. 2. С. 167–181.
7. *Гусев Е.М., Насонова О.Н., Ковалев Е.Э., Шурхно Е.А.* Моделирование динамики характеристик режима формирования снежного покрова на территории Российской Федерации 1. Полевые участки ЕТР в исторический период // Водные ресурсы. 2023. Т. 50. №4. С. 423–437.
8. *Демидович Б.П., Марон И.А.* Основы вычислительной математики. М.: Наука, 1970. 664 с.
9. *Дроздов Е.Д., Торопов П.А., Турков Д.В., Шестакова А.А., Андросова Е.Е.* Оценка эффекта сублимации ледяных кристаллов при метелях над поверхностью горного ледника на основе натурных данных и численного моделирования // Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России : Материалы IV Всероссийской научно-практической конференции, приуроченной к Году науки и технологий. Иркутск: Издательство ИГУ. 2021. С. 397–404.

10. Дроздов Е.Д., Полюхов А.А., Андросова Е.Е., Артамонов А.Ю., Гвоздева А.В., Гибадуллин Р.Р., Криловец П.А., Леусенко Л.А., Мелик-Багдасарова А.С., Ярынич Ю.И., Торопов П.А. Оценка структуры энергобаланса и метелевого переноса на поверхности горного ледника в сезон аккумуляции // Исследования молодых географов: сборник статей участников зимних студенческих экспедиций. М.: Издатель Ерхова И.М. 2022. С. 109–119.
11. Дроздов Е.Д., Турков Д.В., Торопов П.А., Артамонов А.Ю. Термический режим снежного покрова зимой в высокогорной части Эльбруса по натурным данным и результатам моделирования // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 2. С. 225–242.
12. Дроздов Е.Д., Торопов П.А., Авиллов В.К., Артамонов А.Ю., Полюхов А.А., Железнова И.В., Ярынич Ю.И. Метеорологический режим высокогорной зоны Эльбруса в период аккумуляции // Лед и снег. 2024. Т. 64. № 1. С. 25–40.
13. Дюнин А.К. Механика метелей. Новосибирск: Изд. СО АН СССР, 1963. 378 с.
14. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Расчёты формирования снежного покрова на основе модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 2. С. 167–181.
15. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 290 с.
16. Кондратьев С.А., Воронцова Н.К. Математическая модель формирования стока малых рек лесной зоны // Сборник научных трудов ЛГМИ: «Расчеты и прогнозы гидрологических характеристик». Л.: ЛГМИ. 1989. Вып. 103. С. 32–38.
17. Корнилова Е.Д., Крыленко И.Н., Рец Е.П., Мотовилов Ю.Г., Корнева И.А., Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Влияние изменений климата и деградации оледенения на водный режим в высокогорной части бассейна р. Терек // Лёд и Снег. 2024. Т. 64. № 2. С. 173–188.
18. Кузьмин П.П. Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1957. 179 с.
19. Куксова Н.Е., Торопов П.А., Олейников А.Д. Метеорологические условия экстремального лавинообразования в горах Кавказа по данным наблюдений и реанализов // Лед и снег. 2021. Т. 61. № 3. С. 377–390.

20. *Кунахович М.Г., Макаров А.В., Поповнин В.В.* Отклик ледника Джанкуат на ожидаемые изменения климата (по модели Эрлеманса) // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 1996. № 1. С. 31–37.
21. *Лаврентьев И.И., Петраков Д.А., Кутузов С.С., Коваленко Н.В., Смирнов А.М.* Оценка потенциала развития ледниковых озёр на Центральном Кавказе // Лед и снег. 2020. Т. 60. № 3. С. 343–360.
22. *Лаврентьев И.И., Смирнов А.М., Торопов П.А., Елагина Н.Э., Киселёва Т.Д., Дроздов Е.Д., Дегтярёв А.И.* Гляциологические исследования Института географии РАН на Эльбрусе в 2023 г // Лёд и снег. 2024. Т. 63. № 4. С. 553–557.
23. Ледники и климат Эльбруса / Отв. ред. В. М. Михаленко. М.; СПб.: Нестор-История, 2020. 372 с.
24. *Крайнов А.Ю., Миньков Л.Л.* Численные методы решения задач тепло- и массопереноса: учеб. пособие. Томск: СГТУ, 2016. 92 с.
25. *Кренке А.Н., Ананичева М.Д., Демченко П.Ф., Кислов А.В., Носенко Г.А., Поповнин В.В., Хромова Т.Е.* Ледники и ледниковые системы // Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. М.: Росгидромет. 2012. С. 360–400.
26. Математическое моделирование Земной системы / Володин Е.М., Галин В.Я., Грицун А.С. и др.; под ред. Н.Г. Яковлевой. М.: МАКС Пресс, 2016. 328 с.
27. *Монин А.С., Яглом А.М.* Статистическая гидромеханика: в 2 т. Т. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 639 с.
28. *Олейников А.Д., Володичева Н.А.* Современные тенденции изменения снеголавинного режима Центрального Кавказа (на примере Приэльбрусья) // Лед и снег. 2019. Т. 59. № 2. С. 191–200.
29. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.* Коэффициент теплопроводности снега и его изменчивость // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 3. С. 60–68.
30. *Палагин Э.Г.* Математическое моделирование агрометеорологических условий перезимовки озимых культур. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 191 с.
31. *Панов В.Д.* Эволюция оледенения современного Кавказа. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 429 с.

32. *Поповнин В.В., Губанов А.С., Сатылканов Р.А., Эрменбаев Б.О.* Реконструкция баланса массы ледника Сары-Тор по метеорологическим данным. *Лёд и Снег*. 2021. Т. 61. № 1. С. 58–74.
33. *Постникова Т.Н., Рыбак О.О.* Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей // *Лёд и Снег*. 2022. Т. 62. № 2. С. 620–636.
34. *Рототаева О.В., Носенко Г.А., Керимов А.М., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Никитин С.А., Керимов А.А., Тарасова Л.Н.* Изменения баланса массы ледника Гарабаши (Эльбрус) на рубеже XX–XXI вв. // *Лёд и Снег*. 2019. Т. 59. № 1. С. 5–22.
35. *Рыбак О.О., Рыбак Е.А.* Алгоритм решения системы уравнений течения льда в трехмерной математической модели // *Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки*. 2010. № 6. С. 117–122.
36. *Рыбак О.О., Фюрст Й.Я., Хёбрехтс Ф.* Математическое моделирование течения льда в северо-западной Гренландии и интерпретация данных глубокого бурения на станции NEEM // *Лёд и Снег*. 2013. Т. 121. № 1. С. 16–25.
37. *Рыбак О.О., Рыбак Е.А., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Морозова П.А.* Калибровка математической модели динамики ледника Марух, Западный Кавказ // *Лед и снег*. 2015. Т. 30. № 2. С. 9–20.
38. *Титкова Т.Б., Ананичева М.Д.* Использование реанализа ERA5–Land и данных метеостанций в горных районах России для оценки изменения ледниковых систем Восточной Сибири и Дальнего Востока // *Лёд и Снег*. 2023. Т. 63. № 2. С. 199–213.
39. *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. XXII. № 4. С. 42–54.
40. *Торопов П.А., Шестакова А.А., Ярынич Ю.И., Кутузов С.С.* Моделирование орографической составляющей осадков на примере Эльбруса // *Лед и снег*. 2022. Т. 62. № 4. С. 485–503.

41. *Торопов П.А., Дебольский А.В., Полюхов А.А., Шестакова А.А., Поповнин В.В., Дроздов Е.Д.* Минимальная модель Урлеманса как возможный инструмент описания горного оледенения в Моделях Земной Системы // *Водные ресурсы*. 2023. Т. 50. № 5. С. 3–17.
42. *Торопов П.А., Лаврентьев И.И., Артамонов А.Ю., Дроздов Е.Д., Киселева Т.Д., Абрамов А.А., Сушинцев И.М., Дегтярев А.И., Хайрединова А.Г., Елагина Н.Э.* Гляциологические исследования Института географии РАН на Эльбрусе в 2024 г // *Лёд и Снег*. 2024. Т. 64. № 4. С. 480–486.
43. *Турков Д.В., Дроздов Е.Д., Ломакин А.А.* Альbedo снежного покрова и его параметризация для целей моделирования природных систем и климата // *Лед и снег*. 2024. Т. 64. № 3. С. 403–419.
44. *Чернов Р.А.* Исследование характеристик поверхностного стока ледника Восточный Гренфьорд (Западный Шпицберген) // *Лёд и Снег*. 2023. Т. 63. № 1. С. 48–59.
45. Численные методы: учебное пособие. 8-е изд. / *Бахвалов Н.С., Жидков Н.П., Кобельков Г.М.* // М.: БИНОМ. Лаборатория знаний, 2015. 639 с.
46. *Шестакова А.А., Моисеенко К.Б.* Гидравлические режимы обтекания гор при сильных подветренных бурях: новороссийская и новоземельская бора и певекский южак // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2017. Т. 53. № 4. С. 405–416.
47. *Шмакин А.Б., Турков Д.В., Михайлов А.Ю.* Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и ее сезонной эволюции // *Криосфера Земли*. 2009. Т. XIII. № 4. С. 69–79.
44. *Adams E.E., Sato A.* Model for effective thermal conductivity of dry snow cover composed of uniform spheres // *Annals of Glaciology*. 1993. Vol. 18. P. 300–304.
45. *Adler C., Huggel C., Orlove B., Nolin A.* Climate change in the mountain cryosphere: impacts and responses // *Regional Environmental Change*. 2019. Vol. 19. № 5. P. 1225–1228.
46. *Amory C.* Drifting-snow statistics from multiple-year autonomous measurements in Adélie Land, East Antarctica // *The Cryosphere*. 2020. Vol. 14. № 5. P. 1713–1725.
47. *Anderson E.A.* A point energy and mass balance model of a snow cover // *NOAA Technical Report NWS*, 1976. Vol. 19. 150 p.

48. *Ångström A.* On the dependence of ablation on air temperature, radiation, and wind // *Geografiska Annaler*. 1933. Vol. 15. P. 264–271.
49. *Arduini G., Balsamo G., Dutra E., Day J.J., Sandu I., Boussetta S., Haiden T.* Impact of a multi-layer snow scheme on near-surface weather forecasts // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2019. Vol. 11. №12. P. 4687–4710.
50. *Barry R.G.* Mountain weather and climate. London: Cambridge University Press, 2008. 505 p.
51. *Bartelt P.A., Lehning M.* A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: numerical model // *Cold Regions Science and Technology*. 2002. Vol. 35. P. 123–145.
52. *Bartlett P.A., MacKay M.D., Vershegy D.L.* Modified snow algorithms in the Canadian Land Surface Scheme: Model runs and sensitivity analysis at three boreal forest stands // *Atmosphere-Ocean*. 2006. Vol. 44. P. 207–222.
53. *Bavay, M., Lehning, M., Jonas, T., Löwe, H.* Simulations of future snow cover and discharge in Alpine headwater catchments // *Hydrological Processes*. 2009. 23. №1. P. 94-108.
54. *Beltrami H., Smerdon J.E., Pollack H.N., Huang S.* Continental heat gain in the global climate system // *Geophysical Research Letters*. 2002. Vol. 29. № 8. P. 1167.
55. *Best M.J., Pryor M., Clark D.B. et al.* The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description–Part 1: energy and water fluxes // *Geoscientific Model Development*. 2011. Vol. 4. №3. P. 677–699.
56. *Bintanja R., Van Den Broeke M.R.* The Surface Energy Balance of Antarctic Snow and Blue Ice // *Journal of Applied Meteorology*. 1995. Vol. 34. P. 902–926.
57. *Bintanja R.* Snowdrift suspension and atmospheric turbulence. Part I: Theoretical background and model description // *Boundary-Layer Meteorology*. 2000a. Vol. 95. № 3. P. 343–368.
58. *Bintanja R.* Snowdrift suspension and atmospheric turbulence. Part II: Results of model simulations // *Boundary-Layer Meteorology*. 2000b. Vol. 95. № 3. P. 369–395.
59. *Bintanja R.* Snowdrift Sublimation in a Katabatic Wind Region of the Antarctic Ice Sheet // *Journal of Applied Meteorology*. 2001. Vol. 40. P. 1952–1966.

60. *Bolibar J., Rabatel A., Gouttevin I., Zekollari H., Galiez C.* Nonlinear sensitivity of glacier mass balance to future climate change unveiled by deep learning // *Nature communications*. 2022. Vol. 13 № 1. P. 409.
61. *Boone A., Etchevers P.* An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model: Local-Scale Evaluation at an Alpine Site // *Journal of Hydrometeorology*. 2001. Vol. 2. № 4. P. 374–394.
62. *Braithwaite R.J.* Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling // *Journal of Glaciology*. 1995. Vol. 41. P. 153–160.
63. *Brauchli T., Trujillo E., Huwald H., Lehning M.* Influence of Slope-Scale Snowmelt on Catchment Response Simulated with the Alpine3D Model // *Water Resources Research*. 2017. Vol. 53. №10. P. 723–10,739
64. *Braun L.N., Brun E., Durand Y., Martin E., Tourasse P.* Simulation of discharge using different methods of meteorological data distribution, basin discretization and snow modelling // *Nordic Hydrology*. 1994. Vol. 25. P. 129–144.
65. *Brun E., Martin E., Simon V., Gendre C., Coleou C.* An energy and mass balance model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting // *Journal of Glaciology*. 1989. Vol. 35. P. 333–342.
66. *Brun E., David P., Sudul M., Brunot G.* A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting // *Journal of glaciology*. 1992. Vol. 38. №128. P. 13–22.
67. *Brun E., Martin E., Spiridonov V.* Coupling a multi-layered snow model with a GCM // *Annals of Glaciology*. 1997. Vol. 25. P. 66–72.
68. *Budd W.F.* The Drifting of Non-Uniform Snow Particles // *Studies in Antarctic Meteorology* / M. J. Rubin (ed.). Washington, DC: American Geophysical Union. 1966. Vol. 9. P. 59–70.
69. *Burke E.J., Dankers R., Jones C.D., Wiltshire A.J.* A retrospective analysis of pan Arctic permafrost using the JULES land surface model // *Climate Dynamics*. 2013. Vol. 41. №3. P. 1025–1038.
70. *Businger J.A., Wyngaard J.C., Izumi Y., Bradley E.F.* Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1971. Vol. 28. P. 181–189.

71. *Calonne N., Flin F., Morin S., Lesaffre B., du Roscoat S. R., Geindreau C.* Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow // *Geophysical Research Letters*. 2011. Vol. 38. L23501.
72. *Carenzo M., Pellicciotti F., Rimkus S., Burlando, P.* Assessing the transferability and robustness of an enhanced temperature-index glacier-melt model. *Journal of Glaciology*, 2009. Vol. 55 №190. P. 258-274.
73. *Carletti F., Michel A., Casale F., Burri A., Bocchiola D., Bavay M., Lehning M.* A comparison of hydrological models with different level of complexity in Alpine regions in the context of climate change // *Hydrology and Earth System Sciences*. 2022. Vol. 26. № 13. P. 3447–3475.
74. *Chernenkov A.Yu., Kostrykin S.V.* Estimation of Radiative Forcing from Snow Darkening with Black Carbon Using Climate Model Data // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2021. Vol. 57. № 2. P. 133–141.
75. *Chernenkov A.Yu., Volodin E., Kostrykin S., Tarasevich M., Vorobyeva V.* Modification and validation of the soil--snow module in the INM RAS climate model // *Atmosphere*. 2024. Vol. 15. № 4. P. 422.
76. *Chizhova Yu.N., Mikhailenko V.N., Korneva I.A., Hayredinova A.G., Vorobiev M.A., Muravyov Ya.D.* New Data on Deuterium Excess Values of Glacial Ice in Kamchatka Peninsula // *Doklady Earth Sciences*. 2024. Vol. 517. P. 1387–1392.
77. *Chritin V., Bolognesi R., Gubler H.* FlowCapt: a new acoustic sensor to measure snowdrift and wind velocity for avalanche forecasting // *Cold Regions Science and Technology*. 1999. Vol. 30. P. 125–133.
78. *Cuffey K.M., Paterson W.S.B.* *The physics of the Glaciers*. Oxford: Elsevier, 2010. 715 p.
79. *Decharme B., Brun E., Boone A., Delire C., Le Moigne P., Morin S.* Impacts of snow and organic soils parameterization on northern Eurasian soil temperature profiles simulated by the ISBA land surface model // *The Cryosphere*. 2016. Vol. 10. № 2. P. 853–877.
80. *Déry S.J., Taylor P.A., Xiao J.* The thermodynamic effects of sublimating, blowing snow in the atmospheric boundary layer // *Boundary-Layer Meteorology*. 1998. Vol. 89. P. 251–283.

81. *Dickinson R.E., Williamson D., Henderson-Sellers A.* Biosphere--atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model. Boulder, Colorado, 1986. 69 p.
82. *Ding Y., Mu C., Wu T., Hu G., Zou D., Wang D., Wu X.* Increasing cryospheric hazards in a warming climate // *Earth-Science Reviews*. 2021. Vol. 213. P. 103500.
83. *Douville H., Royer J.-F., Mahfouf J.-F.* A new snow parameterization for the Meteo-France climate model. Part 1: Validation in standalone experiments // *Climate Dynamics*. 1995. Vol. 12. P. 21–35.
84. *Drozдов E.D., Toropov P.A., Androsova E.E., Gibadullin R.R., Gvozdeva A.V., Leusenko L.A., Melik-Bagdasarova A.S., Polyukhov A.A., Yarinich Y.I.* The structure of blizzard transport and heat costs of sublimation of ice crystals in blizzards on the surface of the Elbrus Mountain glacier // *Environmental Sciences Proceedings*. 2022. Vol. 18. P. 4.
85. *Drozдов E.D., Toropov P.A., Avilov V.K., Artamonov A.Y., Polyukhov A.A., Zheleznova I.V., Yarinich Y.I.* Meteorological regime of the Elbrus high-mountain zone during the accumulation period // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2024. Vol. 60. Suppl. 2. P. S202–S213.
86. *Drozдов E.D., Turkov D.V., Toropov P.A., Artamonov A.Yu.* Thermal Regime of Snow Cover in Winter in the High-Mountainous Part of Elbrus According to Observational Data and Modeling Results // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2024. Vol. 60. Suppl. 2. P. S265–S279.
87. *Durrán D.R.* Mountain waves and downslope winds // *Atmospheric processes over complex terrain*. Boston, MA: American Meteorological Society. 1990. P. 59–81.
88. *Dutra E., Balsamo G., Viterbo P., Miranda P.M., Beljaars A., Schär C., Elder K.* An Improved Snow Scheme for the ECMWF Land Surface Model: Description and Offline Validation // *Journal of Hydrometeorology*. 2010. Vol. 11. P. 899–916.
89. *Dyer A.J.* A Review of Flux-Profile Relationships // *Boundary-Layer Meteorology*. 1974. Vol. 7. P. 363–372.
90. *Elagina N., Kutuzov S., Rets E., Smirnov A., Chernov R., Lavrentiev I., Mavlyudov B.* Mass Balance of Austre Grønfyordbreen, Svalbard, 2006–2020, Estimated by Glaciological, Geodetic and Modeling Approaches // *Geosciences*. 2021. Vol. 11. P. 78.

91. *Essery R., Kim H., Wang L., Bartlett P., Boone A., Brutel-Vuilmet C., Burke E., Cuntz M., Decharme B., Dutra E., Fang X., Gusev Y., Hagemann S., Haverd V., Kontu A. et al.* Snow cover duration trends observed at sites and predicted by multiple models // *The Cryosphere*. 2020. Vol. 14. P. 4687–4698.
92. *Etchevers P., Martin E., Brown R., et al.* Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project) // *Annals of Glaciology*. 2004. Vol. 38. P. 150–158.
93. *Finsterwalder S., Schunk H.* Der Suldenferner // *Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins*. 1887. Vol. 18. P. 72–89.
94. *Flanner M.G., Zender C.S.* Linking snowpack microphysics and albedo evolution // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2006. Vol. 111. №. D12.
95. *Flanner M., Shell K., Barlage M., Perovich D., Tschudi M.* Radiative forcing and albedo feedback from the Northern Hemisphere cryosphere between 1979 and 2008 // *Nature Geoscience*. 2011. Vol. 4. P. 151–155.
96. *Gardner A.S., Moholdt G., Cogley J.G., et al.* A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009 // *Science*. 2013. Vol. 340. P. 852–857.
97. *Gariano S.L., Guzzetti F.* Landslides in a changing climate // *Earth-Science Reviews*. 2016. Vol. 162. P. 227–252.
98. *Gerbaux M., Genthon C., Etchevers P., Vincent C., Dedieu J.P.* Surface mass balance of glaciers in the French Alps: distributed modelling and sensitivity to climate change // *Journ. of Glaciology*. 2005. Vol. 51. №175. P. 561–572.
99. *Giacona F., Eckert N., Corona C., et al.* Upslope migration of snow avalanches in a warming climate // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2021. Vol. 118. № 44. P. e2107306118.
100. *Giesen R.H., Oerlemans J.* Calibration of a surface mass balance model for global-scale applications // *The Cryosphere Discussions*. 2012. Vol. 6. P. 1463–1481.
101. *Gusev Ye.M., Nasonova O.N.* The land surface parameterization scheme SWAP: Description and partial validation // *Global and Planetary Change*. 1998. Vol. 19. №.1-4. P. 63–86.
102. *Gusev Ye.M., Nasonova O.N.* The simulation of heat and water exchange at the land–atmosphere interface for the boreal grassland by the land-surface model SWAP // *Hydrological processes*. 2002. Vol. 16. №.10. P. 1893–1919.

103. *Hann J.* Handbuch der Klimatologie (Handbook of Climatology). Verlag von J. Engelhorn, 1908. 394 p.
104. *Hardy D.R., Vuille M., Bradley R.S.* Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia // *Journal of Geophysical Research*. 2003. Vol. 108. № D22. P. 1–10.
105. *Harrison S., Kargel J.S., Huggel C., et al.* Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods // *The Cryosphere*. 2018. Vol. 12. № 4. P. 1195–1209.
106. *Heilig A., Mitterer C.L.N.J.H., Schmid L., Wever N., Schweizer J., Marshall H.P., Eisen O.* Seasonal and diurnal cycles of liquid water in snow – Measurements and modeling // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2015. Vol. 120. № 10. P. 2139–2154.
107. *Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Biavati G., Horányi A., Muñoz Sabater J., Thépaut J.N. et al.* ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present // Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). 2023.
108. *Hess H.* Die Gletscher. Braunschweig: Druck und Verlag von Friedrich Vieweg und Sohn, 1904. 426 p.
109. *Hock R.* Temperature index melt modelling in mountain areas // *Journal of Hydrology*. 2003. Vol. 282. № 1–4. P. 104–115.
110. *Hock R.* Glacier melt: a review of processes and their modelling // *Progress in Physical Geography*. 2005. Vol. 29. № 3. P. 362–391.
111. *Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F., Käab A.* Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century // *Nature*. 2021. Vol. 592. P. 726–731.
112. *Huintjes E., Neckel N., Hochschild V., Schneider C.* Surface energy and mass balance at Purogangri ice cap, central Tibetan Plateau, 2001–2011 // *Journal of Glaciology*. 2015a. Vol. 61. P. 1048–1060.
113. *Huintjes E., Sauter T., Schröter B., et al.* Evaluation of a Coupled Snow and Energy Balance Model for Zhadang Glacier, Tibetan Plateau, Using Glaciological Measurements and Time-Lapse Photography // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2015b. Vol. 47. P. 573–590.

114. *Huss M., Hock R.* A new model for global glacier change and sea-level rise // *Frontiers in Earth Science*. 2015. Vol. 3. P. 54.
115. *Huss M., Bookhagen B., Huggel C., et al.* Toward mountains without permanent snow and ice // *Earth's Future*. 2017. Vol. 5. Issue 5. P. 418–435.
116. *IPCC, 2018: Annex I: Glossary / J.B.R. Matthews (ed.) // Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report. In Press.*
117. *Jaedicke C.* Acoustic snowdrift measurements: Experiences from the FlowCapt instrument // *Cold Regions Science and Technology*. 2001. Vol. 32. P. 71–81.
118. *Jordan R.* A one-dimensional temperature model for a snow cover. Hanover, NH: CRREL Special Report 91-1b, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 1991. 49 p.
119. *Kaimal J.C., Gaynor J.E.* Another Look at Sonic Thermometry // *Boundary-Layer Meteorology*. 1991. Vol. 56. P. 401–410.
120. *King J.C., Anderson P.S., Smith M.C., Mobbs S.D.* The surface energy and mass balance at Halley, Antarctica during winter // *Journal of Geophysical Research*. 1996. Vol. 101. P. 19119–19128.
121. *Kljun N., Calanca P., Rotach M., Schmid H.* A simple parameterization for flux footprint predictions // *Boundary-Layer Meteorology*. 2004. Vol. 112. P. 503–523.
122. *Kodama Y., Shiraiwa T., Kobayashi D., Matsumoto T., Yamaguchi S., Muravyev Ya.D., Glazirin G.E.* Hydrometeorological and glaciological observations in the Koryto and Ushkovsky Glaciers, Kamchatka // *Low Temperature Science. Series A*. 1996. Vol. 55. P. 107–136.
123. *Kominami Y., Endo Y., Niwano Sh., Ushioda S.* Viscous compression model for estimating the depth of new snow // *Annals of Glaciology*. 1998. Vol. 26. P. 77–82.
124. *Krinner G., Derksen C., Richard E., et al.* ESM-SnowMIP: assessing snow models and quantifying snow-related climate feedbacks // *Geoscientific Model Development*. 2018. Vol. 11. P. 5027–5049.
125. *Kuipers Munneke P., van den Broeke M., Lenaerts M., et al.* A new albedo parameterization for use in climate models over the Antarctic ice sheet // *Journal of Geophysical Research*. 2011. Vol. 116. D05114.

126. *Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D.* Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017 // *Frontiers in Earth Science*. 2019. Vol. 7. P. 153.
127. *Landry C.C., Buck K.A., Raleigh M.S., Clark M.P.* Mountain system monitoring at Senator Beck Basin, San Juan Mountains, Colorado: A new integrative data source to develop and evaluate models of snow and hydrologic processes // *Water Resources Research*. 2014. Vol. 50. P. 1773–1788.
128. *Lei X., Xu W., Chen S., Yu T., Hu Z., Zhang M., Jiang L., Bao R., Guan X., Ma M., Wei J., Feng A., Gao L.* How Well Does the ERA5 Reanalysis Capture the Extreme Climate Events Over China? Part I: Extreme Precipitation // *Frontiers in Environmental Science*. 2022. Vol. 10. P. 921658.
129. *Lejeune Y., Dumont M., Panel J-M., et al.* 57 years (1960–2017) of snow and meteorological observations from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325m of altitude) // *Earth System Science Data*. 2019. Vol. 11. P. 71–88.
130. *Lehning M., Bartelt P., Brown B., Fierz C., Satyawali P.* A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part II. Snow Microstructure // *Cold Regions Science and Technology*. 2002a. Vol. 35. P. 147–167.
131. *Lehning M., Bartelt P., Brown B., Fierz C.* A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part III. Meteorological forcing, thin layer formation and evaluation // *Cold Regions Science and Technology*. 2002b. Vol. 35. P. 169–184.
132. *Lehning M., Volksch I., Gustafson D., Nguyen T.A., Stahli M., Zappa M.* ALPINE3D: a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology // *Hydrol. Process*. 2006. Vol. 20. P. 2111–2128.
133. *Lenaerts J.T.M., Van den Broeke M.R., Déry S.J., König-Langlo G., Ettema J., Munneke P.K.* Modelling snowdrift sublimation on an Antarctic ice shelf // *The Cryosphere*. 2010. Vol. 4. № 2. P. 179–190.
134. *Lüthi S., Ban N., Kotlarski S., Steger C.R., Jonas T., Schär C.* Projections of alpine snow-cover in a high-resolution climate simulation // *Atmosphere*. 2019. Vol. 10. № 8. P. 463.
135. *MacDougall A.H., Flowers G.E.* Spatial and temporal transferability of a distributed energy-balance glacier melt-model // *Journal of Climate*. 2011. Vol. 24. № 5. P. 1480–1498.

136. *Martin E., Timbal B., Brun E.* Downscaling of general circulation model outputs: simulation of the snow climatology of the French Alps and sensitivity to climate change // *Climate Dynamics*. 1997. Vol. 13. P. 45–56.
137. *Marty C., Schlögl S., Bavay M., Lehning M.* How much can we save? Impact of different emission scenarios on future snow cover in the Alps // *The Cryosphere*. 2017. Vol. 11. № 1. P. 517–529.
138. *Marzeion B., Jarosch A.H., Gregory J.M.* Feedbacks and mechanisms affecting the global sensitivity of glaciers to climate change // *The Cryosphere*. 2014. Vol. 8. P. 59–71.
139. *Maussion, F., Butenko, A., Champollion, N., et al.* The open global glacier model (OGGM) v1.1 // *Geoscientific Model Development*. 2019. Vol. 12 №3. P. 909-931.
140. *Menard C., Essery R., Turkov D. et al.* Scientific and human errors in a snow model intercomparison // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2021. Vol. 102. № 1. P. E61–E79.
141. *Milner A.M., Khamis K., Battin T.J., et al.* Glacier shrinkage driving global changes in downstream systems // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2017. Vol. 114. № 37. P. 9770–9778.
142. *Mölg T., Cullen N.J., Hardy D.R., Kaser G., Klok L.* Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate // *International Journal of Climatology*. 2008. Vol. 28. P. 881–892.
143. *Mott R., Schirmer M., Bavay M., Grünewald T., Lehning M.* Understanding snow-transport processes shaping the mountain snow-cover // *The Cryosphere*. Vol. 4. №4. P. 545–559.
144. *Muller M.D., Scherer D.* A grid-and subgrid-scale radiation parameterization of topographic effects for mesoscale weather forecast models // *Monthly Weather Review*. 2005. Vol. 133. № 6. P. 1431–1442.
145. *Munneke P.K., Ligtenberg S.R.M., van den Broeke M.R., van Angelen J.H., Forster R.R.* Explaining the presence of perennial liquid water bodies in the firm of the Greenland Ice Sheet // *Geophysical Research Letters*. 2014. Vol. 41. P. 476–483.
146. *Muñoz Sabater J.* ERA5-Land hourly data from 1950 to present // Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). 2019.

147. *Nash J.E., Sutcliffe J.V.* River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles // *Journal of Hydrology*. 1970. Vol. 10. № 3. P. 282–290
148. *Nemec J., Huybrechts P., Rybak O., Oerlemans J.* Reconstruction of the annual balance of Vadret da Morteratsch, Switzerland, since 1865 // *Annals of Glaciology*. 2009. Vol. 50 №50. P. 126-134.
149. *Niu G.Y., Yang Z.L., Mitchell K. E., et al.* The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2011. Vol. 116. № D12. D12109.
150. *Oerlemans J., Knap W.H.* A 1-year record of global radiation and albedo in the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland // *Journal of Glaciology*. 1998. Vol. 44. P. 231–238.
151. *Oerlemans J.* Minimal Glacier Models. Utrecht: Igitur, 2008. 91 p.
152. *Ohmura A.* Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method // *Journal of Applied Meteorology*. 2001. Vol. 40. P. 753–761.
153. *Pahaut E.* La métamorphose des cristaux de neige (Snow crystal metamorphosis). France: Météo-France, Direction de la météorologie nationale, 1976. 58 p.
154. *Parker W.S.* Reanalyses and Observations: What's the Difference? // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2016. Vol. 97. № 9. P. 1565–1572.
155. *Pellicciotti F., Brock B., Strasser U., Burlando P., Funk M., Corripio J.* An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland // *Journ. of Glaciology*. 2005. Vol. 51. № 175. P. 573–587.
156. *Pellicciotti F., Bauder A., Parola M.* Effect of glaciers on streamflow trends in the Swiss Alps // *Water Resources Research*. 2010. Vol. 46. № 10. W10522.
157. *Pepin N., Apple M., Knowles J. et al.* Elevation-dependent climate change in mountain environments // *Nature Reviews Earth & Environment*. 2025. Vol. 6. P. 772–788.
158. *Pitman A.J., Yang Z.-L., Cogley J.G., Henderson-Sellers A.* Description of bare essentials of surface transfer for the Bureau of Meteorology Research Centre AGCM // *BMRC Research Report*. 1991. Vol. 32. P. 117.

159. *Poggi A.* Heat balance in the ablation area of the Ampere Glacier (Kergelen islands) // *Journal of Applied Meteorology*. 1977. Vol. 16. P. 48–55.
160. *Pomeroy J.W., Jones H.G.* Wind-Blown Snow: Sublimation, transport and changes to polar snow // *Chemical exchange between atmosphere and polar snow* / E. Wolff, R. C. Bales (eds.). Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag. 1996. Vol. 43. P. 453–489.
161. *Pomeroy J.W., Gray D.M., Shook K.R., et al.* An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling // *Hydrological Processes*. 1998. Vol. 12. P. 2339–2367.
162. *Pomeroy J.W., Essery R.L.H.* Turbulent fluxes during blowing snow: Field tests of model sublimation predictions // *Hydrological Processes*. 1999. Vol. 13. P. 2963–2975.
163. *Pritchard H.D., Arthern R.J., Vaughan D.G., Edwards L.A.* Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets // *Nature*. 2009. Vol. 461. P. 971–975.
164. *Qu X., Hall A.* On the persistent spread in snow-albedo feedback // *Climate Dynamics*. 2014. Vol. 42. P. 69–81.
165. *Quéno L., Vionnet V., Cabot F., Vrécourt D., Dombrowski-Etchevers I.* Forecasting and modelling ice layer formation on the snowpack due to freezing precipitation in the Pyrenees // *Cold Regions Science and Technology*. 2018. Vol. 146. P. 19–31.
166. *Radic V., Bliss A., Beedlow A.C., et al.* Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models // *Climate Dynamics*. 2014. Vol. 42. P. 37–58.
167. *Radok U.* Boundary processes of drifting snow // *Studies on Drifting Snow*. University of Melbourne. 1970. 20 p.
168. *Raper S.C.B., Braithwaite R.J.* Glacier volume response time and its links to climate and topography based on a conceptual model of glacier hypsometry // *The Cryosphere*. 2009. Vol. 3. №. 2. P. 183–194.
169. *Rets E.P., Popovnin V.V., Toropov P.A., Smirnov A.M., Tokarev I.V., Chizhova J.N., Budantseva N.A., Vasil'chuk Y.K., Kireeva M.B., Ekaykin A.A., Veres A.N., Aleynikov A.A., Frolova N.L., Tsyplenkov A.S., Poliukhov A.A., Chalov S.R., Aleshina M.A., Kornilova E.D.* Djankuat glacier station in the North Caucasus, Russia: a database of glaciological, hydrological, and meteorological observations

- and stable isotope sampling results during 2007–2017 // *Earth System Science Data*. 2019. Vol. 11. № 3. P. 1463–1481.
170. *Rets E.P., Durmanov I.N., Kireeva M.B., Smirnov A.M., Popovnin V.V.* Past "peak water" in the North Caucasus: deglaciation drives a reduction in glacial runoff impacting summer river runoff and peak discharges // *Climatic Change*. 2020. Vol. 163. P. 2135–2151.
171. *Rousselot M., Durand Y., Giraud G., et al.* Analysis and forecast of extreme new-snow avalanches: a numerical study of the avalanche cycles of February 1999 in France // *Journal of Glaciology*. 2010. Vol. 56. P. 758–770.
172. *Sauter T., Möller M., Finkelnburg R., Grabiec M., Scherer D., Schneider C.* Snowdrift modelling for the Vestfonna ice cap, north-eastern Svalbard // *The Cryosphere*. 2013. Vol. 7. № 4. P. 1287–1301.
173. *Sauter T., Arndt A., Schneider C.* COSIPY v1.3 – an open-source coupled snowpack and ice surface energy and mass balance model // *Geoscientific Model Development*. 2020. Vol. 13. P. 5645–5662.
174. *Savelyev S A., Gordon M., Hanesiak J., Papakyriakou T., Taylor P.A.* Blowing snow studies in the Canadian Arctic shelf exchange study, 2003–04 // *Hydrological Processes: An International Journal*. 2006. Vol. 20. № 4. P. 817–827.
175. *Scherrer S.C.* Temperature monitoring in mountain regions using reanalyses: lessons from the Alps // *Environmental Research Letters*. 2020. Vol. 15. № 4. P. 044005.
176. *Schmidt R.A.* Vertical profiles of wind speed, snow concentration, and humidity in blowing snow // *Boundary-Layer Meteorology*. 1982. Vol. 23. № 2. P. 223–246.
177. *Schmidt R.A.* Sublimation of snow intercepted by an artificial conifer // *Agricultural and Forest Meteorology*. 1991. Vol. 54. № 1. P. 1–27.
178. *Sharma V., Gerber F., Lehning M.* Introducing CRYOWRF v1.0: multiscale atmospheric flow simulations with advanced snow cover modelling // *Geosci. Model Dev*. 2023. Vol. 16. P. 719–749
179. *Slater A.G., Pitman A.J., Desborough C.E.* The validation of a snow parameterization designed for use in general circulation models // *International Journal of Climatology*. 1998. Vol. 18. P. 595–617.

180. *Smirnova T.G., Brown J.M., Benjamin S.G., Kenyon J.S.* Modifications to the Rapid Update Cycle Land Surface Model (RUC LSM) Available in the Weather Research and Forecasting (WRF) Model // *Monthly Weather Review*. 2016. Vol. 144. P. 1851–1865.
181. *Smirnova T.G., Benjamin S.G.* Advancements in the RUC land-surface model for use in the next-generation high-resolution weather prediction models // *NOAA Technical Memorandum OAR GSL-73*. 2025.
182. *Snow and Climate* / Ed. by R.L. Armstrong, E. Brun. Cambridge, U.K.: Cambridge University Press, 2008. 222 p.
183. *Sokratov S.A., Sato A.* The effect of wind on the snow cover // *Annals of Glaciology*. 2001. Vol. 32. P. 116–120.
184. *Steiner D., Walter A., Zumbühl H.J.* The application of a non-linear back-propagation neural network to study the mass balance of Grosse Aletschgletscher, Switzerland // *Journal of Glaciology*. 2005. Vol. 51. №. 173. P. 313–323.
185. *Stepanenko V.M., Medvedev A.I., Bogomolov Yu.V., Shangareeva S.K., Ryazanova A.A., Faykin G.M., Chernenkov A.Y.* Land surface scheme TerM: the model formulation, code architecture and applications // *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling*. 2024. Vol. 39. № 6. P. 363–377.
186. *Stull R.B.* *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht: Springer Netherlands, 1988. 666 p.
187. *Sud Y.C., Mocko D.M.* New snow-physics to complement SSiB, Part I: Design and evaluation with ISLSCP Initiative I datasets // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. 1999. Vol. 77. № 1B. P. 335–348.
188. *Sun S., Jin J., Xue Y.* A simple snow--atmosphere--soil transfer (SAST) model // *Journal of Geophysical Research*. 1999. Vol. 104. P. 19587–19579.
189. *Sushintsev I.M., Drozdov E.D., Toropov P.A., Mikhailenko V.N., Vorobyev M.A., Khairedinova A.G.* Modeling snow cover on glaciers in the Caucasus and Kamchatka // *Water Resources*. 2025. Vol. 52. Suppl. 2. P. S213–S223.
190. *Tabler R.D., Pomeroy J.W., Santana B.W.* *Drifting Snow* // *Cold Regions Hydrology and Hydraulics* / W.L. Ryan, and R.D. Crissman (Eds). New York: Am. Soc. Civil Engineering. 1990. P. 95–146.

191. *Tielidze L.* Introduction // *Glaciers of Georgia*. Springer, Geography of the Physical Environment. 2017. P. 1–4.
192. *Tielidze L.G., Wheate R.D.* The Greater Caucasus glacier inventory // *The Cryosphere*. 2018. Vol. 12. P. 81–94.
193. *The WGMS Network.* Global glacier mass change in 2025 // *Nat Rev Earth Environ*. 2026. Vol. 7. P. 213–215.
194. *Thiery W., Gorodetskaya I.V., Bintanja R., Van Lipzig N.P.M., Van den Broeke M.R., Reijmer C.H., Kuipers Munneke P.* Surface and snowdrift sublimation at Princess Elisabeth station, East Antarctica // *The Cryosphere*. 2012. Vol. 6. № 4. P. 841–857.
195. *The GlaMBIE Team.* Community estimate of global glacier mass changes from 2000 to 2023 // *Nature*. 2025. Vol. 639. P. 382–388.
196. *Thorpe A.D., Mason B.J.* The evaporation of ice spheres and ice crystals // *British Journal of Applied Physics*. 1966. Vol. 17. № 4. P. 541.
197. *Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M.* Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century // *International Journal of Climatology*. 2019. Vol. 39. P. 4703–4720.
198. *Toropov P.A., Shestakova A.A., Muraviev A.Y., Drozdov E.D., Poliukhov A.A.* The new IGRICE model as a tool for studying the mechanisms of glacier retreat // *Climate*. 2025. Vol. 13. № 12. P. 248.
199. *Trouvilliez A., Naaim-Bouvet F., Bellot H., Genthon C., Gallée H.* Evaluation of the FlowCapt Acoustic Sensor for the Aeolian Transport of Snow // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2015. Vol. 32. P. 1630–164.
200. *van der Meer M., Zekollari H., Huss M., Bolibar J., Sjurssen K.H., Farinotti D.* A minimal machine-learning glacier mass balance model // *The Cryosphere*. 2025. Vol. 19 №2. P. 805-826.
201. *Verseghy D.L.* CLASS - a Canadian land surface scheme for GCMs. I: Soil model // *International Journal of Climatology*. 1991. Vol. 11. P. 111–133.
202. *Verseghy, D.L.* CLASS – *The Canadian Land Surface Scheme (Version 3.6)*, *Tech. rep., Climate Research Division, Science and Technology Branch, Environment Canada, 2012.*

203. *Vionnet V., Brun E., Morin S., et al.* The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2 // *Geoscientific Model Development*. 2012. Vol. 5. P. 773–791.
204. *Walcher J.* Nachrichten von den Eisbergen in Tyrol. Wien, 1773. 99 p.
205. *Warren S.Q.* Optical Properties of Snow // *Reviews of Geophysics*. 1982. Vol. 20. P. 67–89.
206. *Wendler G.* Blowing snow in eastern Antarctica // *Antarctic Journal of the U.S. Review*. 1987. P. 264–265.
207. *Wever N., Fierz C., Mitterer C., Hirashima H., Lehning M.* Solving Richards equation for snow improves snowpack meltwater runoff estimations in detailed multi-layer snowpack model // *The Cryosphere*. 2014. Vol. 8. № 1. P. 257–274.
208. *Wever N., Schmid L., Heilig A., Eisen O., Fierz C., Lehning M.* Verification of the multi-layer SNOWPACK model with different water transport schemes // *The Cryosphere*. 2015. Vol. 9. P. 2271–2293.
209. *WGMS (2021): Global Glacier Change Bulletin No. 4 (2018-2019)* / ed. by M. Zemp, S.U. Nussbaumer, I. Gärtner-Roer, J. Bannwart, F. Paul, M. Hoelzle. Zurich, Switzerland: ISC(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, 2021. 278 p.
210. *Wiscombe W.J., Warren S.G.* A model for the spectral albedo of snow. I: Pure snow // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1980. Vol. 37. P. 2712–2733.
211. *Wheler B.A., MacDougall A.H., Flowers G.E., et al.* Effects of Temperature Forcing Provenance and Extrapolation on the Performance of an Empirical Glacier-Melt Model // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2014. Vol. 46. № 2. P. 379–393.
212. *Yang Z.-L., Dickinson R.E., Robock A., Vinnikov K.Y.* Validation of the snow submodel of the Biosphere--Atmosphere Transfer Scheme with Russian snow cover and meteorological observations data // *Journal of Climate*. 1997. Vol. 10. P. 353–373.
213. *Yang Z.-L., Niu G.Y.* The versatile integrator of surface and atmosphere processes: Part 1. Model description // *Global and Planetary Change*. 2003. Vol. 38. №.1-2. P. 175–189.

214. *Yen Y.-C.* Review of thermal properties of snow, ice and sea ice. Hanover, NH: CRREL Report 81-10, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 1981. 27 p.
215. *Zekollari H., Huss M., Farinotti D.* Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble // *The Cryosphere*. 2019. Vol. 13. №. 4. P. 1125–1146.
216. *Zekollari H., Huss M., Farinotti D.* Ice-dynamical glacier evolution modeling—A review. // *Reviews of Geophysics*. 2022. V. 60. №2. P. 1021 - 1086.
217. *Zemp M., Haeberli, W., Hoelzle M., Paul F.* Alpine glaciers to disappear within decades? // *Geophysical Research Letters*. 2006. Vol. 33 № 13. P. L13504
218. *Zhang W., He J., Chen A., Wu X., Shen Y.* Observations of Drifting Snow Using FlowCapt Sensors in the Southern Altai Mountains, Central Asia // *Water*. 2022. Vol. 14. P. 845. DOI: 10.3390/w14060845

Электронные ресурсы

218. Davis Instruments: официальный сайт. URL: <https://davisinstruments.com/> (дата обращения: 15.12.2023).
219. European Space Agency: официальный сайт. URL: <https://www.esa.int> (дата обращения: 11.11.2025).
220. Gill Instruments | Environmental & Industrial Monitoring Solutions: официальный сайт. URL: <https://gillinstruments.com> (дата обращения: 15.12.2023).
221. Google Earth: официальный сайт. URL: <https://googleearth.com> (дата обращения: 18.05.2024).
222. Hukseflux: официальный сайт. URL: <https://hukseflux.com> (дата обращения: 15.12.2019).
223. ISAW Products: Weather Sensors for Extreme Environments: официальный сайт. URL: <https://isaw-products.com> (дата обращения: 15.12.2023).
224. Народный мониторинг: официальный сайт. URL: <https://narodmon.ru> (дата обращения: 03.09.2021).
225. Onset HOBO and InTemp Data Loggers: официальный сайт. URL: <http://onsetcomp.com> (дата обращения: 15.12.2023).

226. Rugged Monitoring Measurement and control instrumentation for any application: официальный сайт. URL: <https://campbellsci.com> (дата обращения: 15.12.2023).
227. Solar Radiation Measurements -- Kipp & Zonen: официальный сайт. URL: <https://kipzonen.com> (дата обращения: 15.12.2023).

Приложение

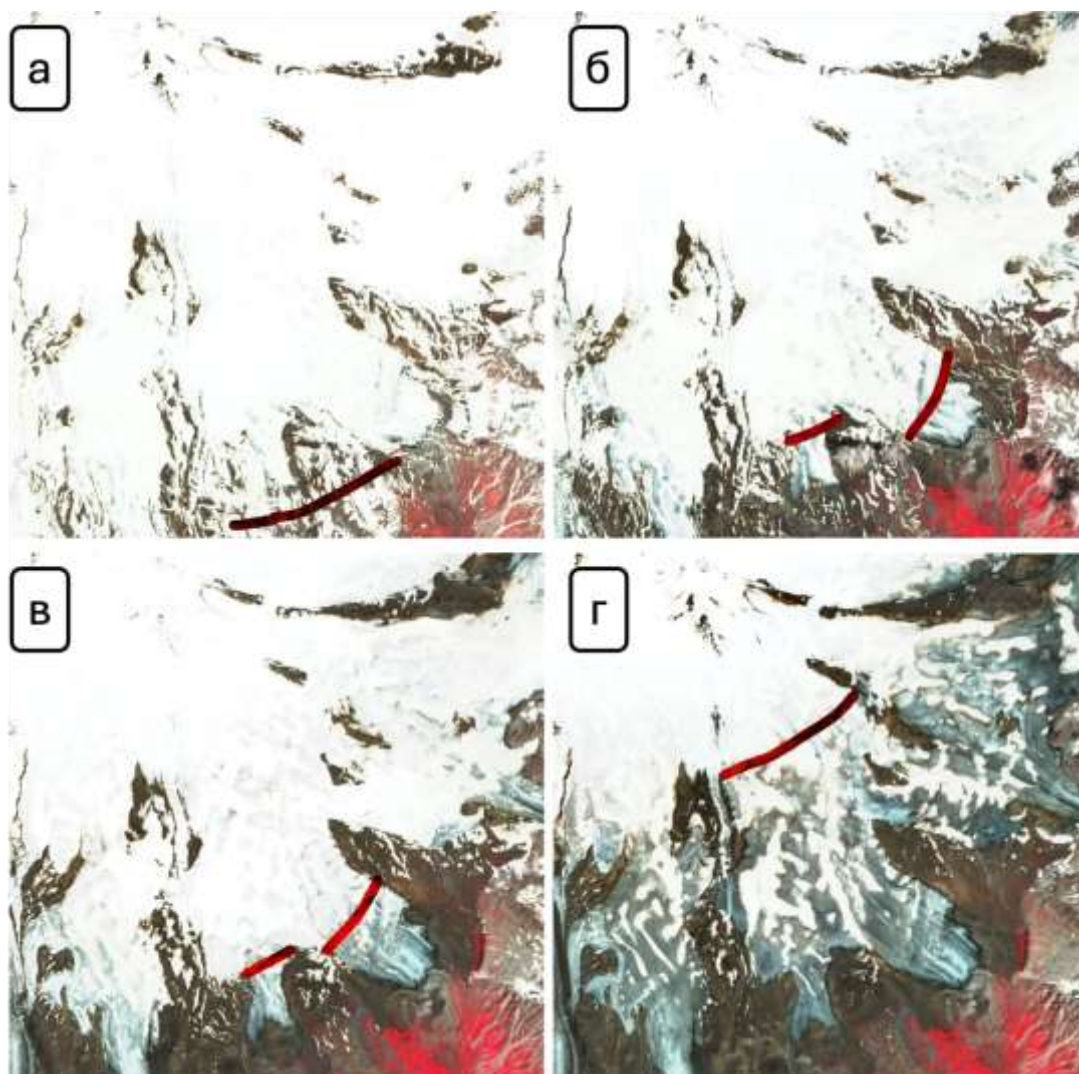


Рисунок 1. Последовательные космические снимки в инвертированных цветах южного макросклона Эльбруса аппаратом Sentinel-2 за 08.06.2022 (а), 06.07.2022 (б), 28.07.2022 (в) и 17.08.2022 (г); бордовой линией показана снеговая граница.

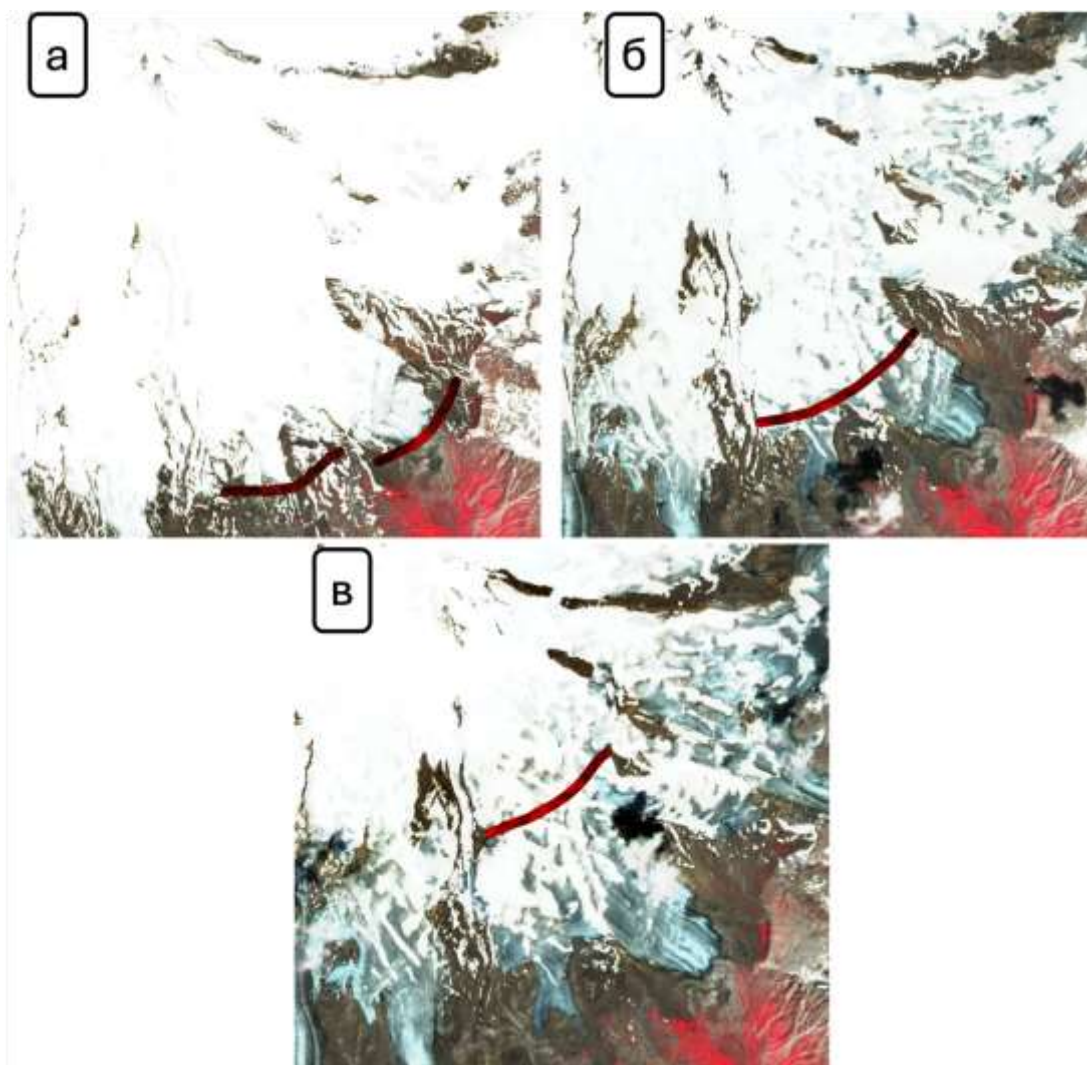


Рисунок 2. Последовательные космические снимки в инвертированных цветах южного макросклона Эльбруса аппаратом Sentinel-2 за 13.07.2023 (а), 07.08.2023 (б) и 17.09.2023 (в); бордовой линией показана снеговая граница.