

**НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК КЫРГЫЗСКОЙ
РЕСПУБЛИКИ**

Тянь-Шаньский высокогорный научный центр при ИВП НАН КР

На правах рукописи
УДК: 556.51:551.583

Эрменбаев Бакытбек Орозалиевич

**СОВРЕМЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОЛЕДЕНЕНИЙ
ХРЕБТА ТЕСКЕЙ АЛА-ТОО
НА ПРИМЕРЕ ЛЕДНИКА КАРА-БАТКАК**

25.00.27 – гидрология суши, водные ресурсы и гидрохимия

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научные руководители:

доктор технических наук, академик
НАН КР и АН РТ,
Маматканов Дюшен Маматканович

доктор географических наук,
Чонтоев Догдурбек Токтосартович

Бишкек-2023

	СТР
ОГЛАВЛЕНИЕ	2
ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ	5
ВВЕДЕНИЕ	6
ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И КРИОСФЕРНЫЕ УСЛОВИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ ХРЕБТА ТЕРСКОЙ АЛА-ТОО И ЛЕДНИКА	КАРА-
БАТКАК	11
1.1. Особенности современного географического положения исследуемой территории.....	11
1.2 Климат	13
1.2.1. Температурный режим.....	14
1.2.2. Осадки и снежный покров.....	16
1.3. Гидрография.....	17
1.4. Криосфера и оледенения.....	18
1.4.1. Изученность ледников.....	19
1.4.2. Основные характеристики ледников хребта Терскей Ала-Тоо.....	21
1.4.3. Ледник Кара-Баткак как репрезентативный объект исследований....	24
1.4.4. Высота фирновой линии и граница питания.....	27
Выводы по главе 1.....	29
ГЛАВА 2. КОМПЛЕКСНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ГИДРОЛОГО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК И ОЦЕНКИ БАЛАНСА МАССЫ ЛЕДНИКОВ	30
2.1. Метод гляциологических наблюдений.....	31
2.2. Метод определения баланса массы ледников.....	33
2.3. Метод дистанционного зондирования ледников.....	41
2.4. Методы метеорологических наблюдений на ледниках.....	50

2.4.1. Методы измерений температуры и влажности воздуха, осадков, снежного покрова и его распределения.....	51
2.5. Методы гидрологических наблюдений.....	60
2.5.1 Метод измерения уровня и расходов воды на гидрологическом посту р. Кашка-Тор.....	61
2.6. Метод измерения уровня и температуры воды в моренном озере Кара-Баткак.....	63
Выводы по главе 2.....	63

**ГЛАВА 3. ИНТЕГРИРОВАННЫЙ МОНИТОРИНГ
ОЛЕДЕНЕНИЯ ТЕСКЕЙ АЛА-ТОО СЕВЕРНОГО
КЫРГЫЗСТАНА И РЕПРЕЗЕНТАТИВНОГО
ЛЕДНИКА КАРА-БАТКАК В УСЛОВИЯХ**

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА.....	.64
3.1 Мониторинг репрезентативного ледника Кара-Баткак.....	65
3.2 Мониторинг аккумуляции льда.....	66
3.3. Мониторинг абляции льда.....	69
3.3.1. Мониторинг за влиянием загрязнённости льда на величину абляции	81
3.3.2. Мониторинг абляции заморенных частей забронированных ледников	82
3.4. Мониторинг за движением ледника.....	90
3.5. Оценка мощности ледника.....	91
3.6. Оценка баланса массы ледника.....	105
3.7. Оценка динамики ледникового стока в условиях изменения климата	111
Выводы по главе 3.....	120.

ГЛАВА 4. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО- ВРЕМЕННОЙ ДИНАМИКИ И ВЕКОВОЙ ЭВОЛЮЦИИ ОЛЕДЕНЕНИЯ ХРЕБТА ТЕСКЕЙ АЛА-ТОО И РОЛЬ РЕПРЕЗЕНТАТИВНОГО ЛЕДНИКА КАРА-БАТКАК.....	122
--	------------

4.1. Особенности определения изменения величины площади и длины ледников хребта Тескей Ала-Тоо.....	121
4.2. Тренды пространственно-временной динамики ледников на репрезентативном бассейне реки Чон-Кызыл-Суу за период 1965-2019 гг. в условиях изменения климата.....	129
4.3. Закономерности пространственно-временного линейного отступления и деградации оледенения исследуемого хребта Тескей Ала-Тоо и роль опорного ледника Кара-Баткак.....	131
Выводы по главе 4	143
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	144
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ по главам	145

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

ВТШ – Внутренний Тянь-Шань
ГМС – Гидрометеорологический стационар
ИВПиГЭ – Институт водных проблем и гидроэнергетики
ИГАН – Институт географии Академии наук
КНУ – Кыргызский национальный университет
МГГ – Международный гидрологический год
МГД – Международное гидрологическое десятилетие
МНТЦ – Международный научно-технический центр
МС – Метеостанция
ОГП – Озерный гидрологический пост
СРТ – Сары-Тор
СРЧ – Сары-Чат
АШТ – Ашуу-Тор
БРД – Борду
ЛС – Лысый
ТШФГС – Тянь-Шанская физико-географическая станция

ТШВНЦ – Тянь-Шанский высокогорный научный центр
УГКС – Управление по гидрометеорологии и контролю природной среды
AAR – Доля области аккумуляции
bn – Баланс массы
CHARIS – Contribution to High Asian Runoff from Ice and Snow (Вклад льда и снега в сток Высокой Азии)
CNES – Национальный центр космических исследований
COM – Комбинированная система
ELA – Положение границы питания (Equilibrium Line Altitude)
FLD – Система плавающих дат (floating-date system)
FXD – Система фиксированных дат
GPS – Система глобального позиционирования (Global Positioning System)
LEGOS – Лаборатория исследования геофизики и космической океанографии
LIA – Малый ледниковый период (Little Ice Age)
PEER – Партнерства для расширения участия в исследованиях
SRTM – Радиолокационная топографическая миссия штатла
STR – Стратиграфическая система отчетности
SWE – Эквивалент воды снега (Snow Water Equivalent)
USAID – Агентство США по международному развитию
WGMS – Всемирная служба мониторинга ледников
ДЗЗ – Дистанционное зондирование Земли
GLIMS – Глобальные измерения наземного льда из космоса
ГП – Гидропост

ВВЕДЕНИЕ

Ледники в горах Тянь-Шаня и Памиро-Алая, на Кавказе и в Альпах катастрофически быстро сокращаются в размерах. По данным гляциологов, за последние 50 лет горные ледники сократились на 30–40%. Наличие ледников в горах крайне необходимо для орошения, обеспечения хозяйственных нужд и энергоснабжения. Пресная вода используется для питьевых целей. Законсервированная в ледниках вода в твердой фазе является важнейшим природным богатством и главным ресурсом национальной экономики, а также важным компонентом решения различных жизненно важных социальных задач. При оттаивании она питает реки и подземные воды, т.е. относится к актуальным задачам, требующим исследований водных ресурсов, гидрологии суши и гидрохимии, включая современную гляциологию. Процессы глобального потепления климата оказывают планетарное и региональное воздействие на население и территории государств, особенно на чувствительные горные и пустынные геоэкосистемы криосферы стран Центральной Азии, где формируются стоки рек с ледниковой составляющей в условиях деградации оледенений. Дальнейшее сокращение оледенений в горах в ближайшем будущем приведет к уменьшению ледникового стока и водности рек Центральной Азии, что делает исследование данной темы актуальным.

Цель и задачи исследования:

Цель исследования заключается в необходимости изучения влияния изменения климата за последний полувек период времени на оледенение хребта Тескей Ала-Тоо и доказательства репрезентативности данных мониторинга ледника Кара-Баткак для криосферы восточной части Северного Тянь-Шаня.

Комплекс дистанционных, полевых и наземных исследований потребовал постановки и решения серии следующих приоритетных задач:

1. Собрать, обобщить и проанализировать имеющуюся информацию по криосферным, гидрометеорологическим и гляциологическим характеристикам хребта Тескей Ала-Тоо и ледника Кара-Баткак;

2. Использовать с адаптацией к имеющимся данным и восстановить недостающие прерванные ряды наблюдений для установления характеристик динамики изменений оледенения и климата на хребте Тескей Ала-Тоо;

3. Осуществить комплексный анализ пространственно-временных изменений характеристик ледников исследуемого района с середины XX века и до настоящего времени, используя историческую информацию, аэрофотоснимки, космические снимки, топографические карты разных лет съемки, а также карты поверхности ледников, полученные с помощью беспилотных летающих аппаратов — дронов;

4. Применить эффективные методологии и определить среднюю величину понижения высоты поверхности репрезентативных ледников на хребте Тескей Ала-Тоо за последнее столетие;

5. Использовать метод радиозондирования и измерить объемы расположенных в различных экспозиционных частях хребта Тескей Ала-Тоо ледников, включая Кара-Баткак и Ашуу-Тор;

6. Выявить наиболее значимые тренды изменчивости основных метеорологических характеристик и оценить климатические изменения в исследуемой высокогорной области хребта Тескей Ала-Тоо;

7. Выполнить на основе метеорологических данных и результатов прямых инструментальных измерений реконструкцию баланса массы репрезентативных ледников;

8. Проанализировать характеристики чувствительности, время отклика и реакцию ледников на современные климатические изменения;

9. Подсчитать важнейший показатель динамики оледенения — баланс массы на примере ледника Кара-Баткак за последние годы;

10. Установить роль и влияние современных изменений климата на деградацию оледенения на хребте Тескей Ала-Тоо;

Научная новизна полученных результатов:

1. Выявлены на основе детального изучения более чем полувековой эволюции оледенения хребта Тескей Ала-Тоо, тренды их деградации.

2. Научно обоснованы закономерности дегляциации на основе новейших инструментальных комплексных многолетних исследований динамики площади, объема и баланса массы, изменения внутреннего строения и абляции как забронированной, так и открытой части репрезентативного ледника Кара-Баткак в условиях климатических изменений.

Практическая значимость результатов:

1. Полученные результаты использованы при подготовке научно-практических обоснований для оценок темпов деградации оледенений, передаваемых в профильные министерства, и позволяют уточнить запасы льда и пресной воды в ледниках хребта Тескей Ала-Тоо.

2. Результаты рекомендованы для использования при разработке народнохозяйственных проектов по рациональному использованию природных ресурсов Иссык-Кульской области.

3. Научная прикладная работа, изданная в коллективной монографии, используется при чтении специальных курсов лекций и проведении практических занятий в ВУЗе.

Основные защищаемые положения:

1. Установлены с использованием новейших технологий мониторинга криосферы высокие и неравномерные темпы сокращения площади ледников и снижения уровня их поверхности как доказательства условий потепления климата на примере оледенения хребта Тескей Ала-Тоо.

2. Выявлены закономерности изменчивости пространственно-временных характеристик сокращения оледенения с начала малого ледникового периода, заключающиеся в ускорении темпов их деградации за последние 50 лет и устойчивом отступании на примере ледников хребта Тескей Ала-Тоо.

3. Выявлены устойчивые тренды повышения среднегодовых и летних температур приземного воздуха, ведущие к росту среднегодовых расходов воды в водотоках вследствие взаимосвязи аккумуляции с повышением абляции и потери баланса массы объема ледников, расположенных в бассейне реки Чон-Кызыл-Суу.

4. Разработанные прикладные инновации с использованием шурфования и зачистки термоэрозийных обнажений моренно-ледникового комплекса позволили выявить наличие забронированных каменных глетчеров, сопряженных с деградирующими ледниками хребта Тескей Ала-Тоо, предварительные оценки которых указывают на их значительную роль в питании стока рек на примере репрезентативного ледника Кара-Баткак.

5. Внедренные результаты исследований, посвященные оценкам деградации оледенений в условиях изменения климата, были апробированы на престижных международных конференциях и симпозиумах, включая исследования ледников хребта Тескей Ала-Тоо и ледника Кара-Баткак, и опубликованы в рейтинговых журналах «СКОПУС», «Веб. Оф Сайнс» и «РИНЦ» с общей оценкой 300 баллов, позволившие включить полученные результаты в страновую, Центрально-Азиатскую и Мировую базу знаний.

Материалы, используемые в работе, и личный вклад автора:

Автор внедрил методы дешифрирования аэрофото- и космических снимков ледников и осуществлял совместно с сотрудниками ТШВНЦ при ИВП и ГЭ НАН КР наземные многолетние обследования аккумуляции и абляции ледника Кара-Баткак. Рассчитывал баланс массы ледников исследованиях абляции забронированных ледников. Организовывал и проводил в экспедициях систематические измерения уровня и расхода воды в реках Кашка-Тор и Чон-Кызыл-Суу. Внедрил современные методы обработки гидрометеорологической и гляциологической информации, по данным топокарт и SRTM создал цифровые модели рельефа, дешифрировал

аэрофото- и космические снимки Sentinel и Landsat, границы моренных комплексов, с составлением новых карт деградации ледников.

Апробация результатов исследования:

Основные положения диссертации были представлены автором в докладах на следующих научно-практических конференциях и семинарах: «Международный семинар по изменениям снежного покрова и его моделированию в Северной Евразии» Университет Хиросаки, Япония 19-21 февраля 2020; 5-й Международный семинар по метеорологической науке и технологиям в Центральной Азии 14-16 октября 2019 г. Нанкин Китай; Международный учебно-практический семинар 28-30 сентября 2019 г., Дакка, Бангладеш; Международный учебно-практический семинар “Technology Application for Disaster Risk Reduction(DRR) in Central Asia” г. Ченду, Китай 9 - 24 июля 2018; Международный семинар, посвященного Всемирному дню воды и Международному десятилетию действий «Вода для устойчивого развития 2018–2028 гг.» по результатам выполнения проекта PEER-454 USAID «Отклик водных ресурсов на изменение климата и динамику ледников в трансграничных речных бассейнах Центральной Азии» Бишкек, 25-27 марта 2019 г.

Полнота отражения результатов диссертации в публикациях:

Опубликовано более 25 статей, включая 1 коллективную монографию.

Структура и объем диссертации:

157 страниц, 72 рисунка, 14 таблиц, 178 источника литературы.

ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И КРИОСФЕРНЫЕ УСЛОВИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ ХРЕБТА ТЕСКЕЙ АЛА-ТОО И ЛЕДНИКА КАРА-БАТКАК

1.1. Особенности современного географического положения исследуемой территории

Хребет Тескей-Ала-Тоо расположен на южном борту Иссык-Кульской депрессии и субширотно окаймляет озеро Иссык-Куль на протяжении 375 км, достигая своей высшей точки в 5281 метр над уровнем моря южнее города Каракол — пик Каракольский. Хребет Тескей Ала-Тоо является вторым по величине центром оледенения Тянь-Шаня и состоит из 1100 ледников общей площадью 1081 км². Средняя высота хребта составляет примерно 4,5 км. Около 50% площади оледенения Тескей-Ала-Тоо приходится на приводораздельные северные склоны бассейна озера Иссык-Куль, включая крупные узлы оледенения верховий рек Аксу, Арашан, Джеты-Огуз, Каракол, Конурулен, Тургень-Аксу (см. Рис.1.1). На рисунке стрелками показаны опорные ледники Кара-Баткак и Сары-Тор, а зелеными точками отмечены метеостанции. Оледенение изучено согласно каталогу RGI. В массиве оледенения Тескей Ала-Тоо выделяют три части: восточную, центральную и западную. Наиболее высокая часть хребта находится в центральной части. Рельеф хребта разделяется на три комплекса: высокогорный, среднегорный и предгорный. Средняя высота хребта варьируется в пределах 4,0-4,25 км над уровнем моря [1, 2, 20-23, 33, 35].

На востоке хребет Тескей Алатау соединяется с мощным узлом оледенения у пика Хан-Тегри. Геоморфологически хребет Тескей Ала-Тоо является асимметричным: северный склон сильно расчленен, имеет большую крутизну и перепад высот, в то время как южный борт более пологий и плавно переходит в высокогорные сырты (плато) [Забиров, Книжников, 1962]. Относительные высоты Арабельских и Тонских сыртов составляют 600-700 м. [1, 2, 20-23, 33, 35].

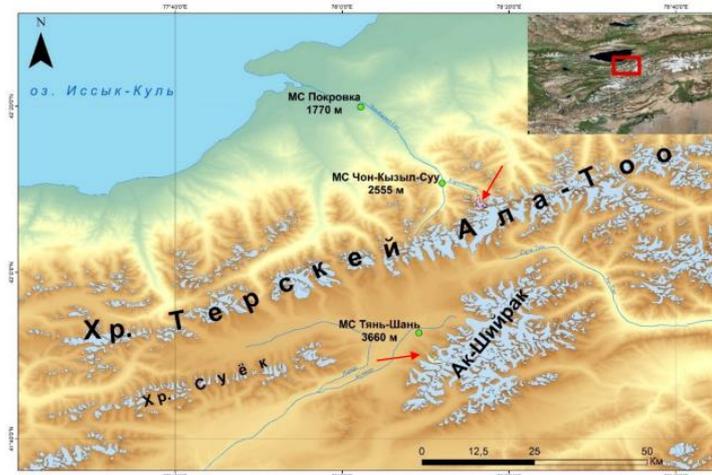


Рисунок 1.1. Гипсографическая карта расположения хр. Тескей-Ала-Тоо с ледниками, включая оледенение Ак-Шийрак.



Рисунок 1.2. Южный склон хребта Тескей Алатау с ледником Ашуу-Тор на правой стороне (Фото автора, 2021 год).

Хребет Тескей Ала-Тоо (см. Рис. 1.2.) обладает крупным узлом оледенения, насчитывающим 1375 ледников общей площадью почти 1120 км² [Кузьмиченок, Шаохай, 1995], по каталогу RGI [2017 г.] насчитывается 1000 ледников площадью 700 км². [1, 2, 20-23, 33, 35].

На северном склоне хребта Тескей Ала-Тоо сконцентрировано 55% оледенения, на южном — 45%. На хребте выделяются два центра оледенения: в районе истоков рек Караколка – Джеты-Огуз и реки Конурулен. [1, 2, 20-23, 33, 35].

1.2. Климат

Климат — это система, включающая в себя атмосферу, гидросферу, сушу, криосферу и биосферу, и представляет собой совокупность многолетних погодных и атмосферных условий, характерных для данной местности [1, 2, 5-8, 20-23].

В отличие от погоды, которая меняется быстро, климат изменяется медленнее [4]. Климат определяется географическим положением и взаимодействием трех основных факторов: солнечной радиации, атмосферной циркуляции и подстилающей поверхности. Индикаторами изменения климата являются температура воздуха у поверхности и атмосферные осадки [5-8].

Согласно рекомендациям Всемирной метеорологической организации (ВМО), для оценки изменений климата необходимо использовать период в 30 лет, причем 1961–1990 гг. приняты как опорный период [8].

Климатические особенности исследуемого района хребта Тескей Ала-Тоо определяются его положением на 42° с. ш., где летом характерно большое количество солнечной энергии. Иссык-Кульская котловина — высокогорная климатическая область, находящаяся в сфере воздействия западных воздушных течений тропосферы.

Здесь, помимо воздушных течений общего значения, большую роль играет термическая циркуляция, возникающая между горной и равнинной частями территории. Хребты Кунгей-Ала-Тоо и Тескей-Алатау, окаймляющие котловину озера Иссык-Куль с севера и юга с абсолютными отметками 4-5 км, исключают возможность обмена воздухом между котловиной и сыртами Тянь-Шаня [1, 2, 5-8, 20-23].

1.2.1. Температурный режим

Хребет Тескей Алатау служит орографическим барьером для переноса влаги с северо-запада от высокогорных сыртов к котловине озера Иссык-Куль. Различия среднегодовой температуры воздуха между котловиной озера Иссык-Куль и Арабельскими сыртами определяются по данным опорных метеостанций (см. Рис. 1.3.). С высотой температура воздуха изменяется от положительных значений $+7-7,4^{\circ}\text{C}$ над уровнем озера Иссык-Куль и $+0,8-1,2^{\circ}\text{C}$ у впадения реки Кашка-тор в реку Чон-Кызыл-Суу до отрицательных $-7-5^{\circ}\text{C}$ на Арабельских сыртах [1, 2, 5-8, 20-23, 38, 68, 147, 125, 133-178].

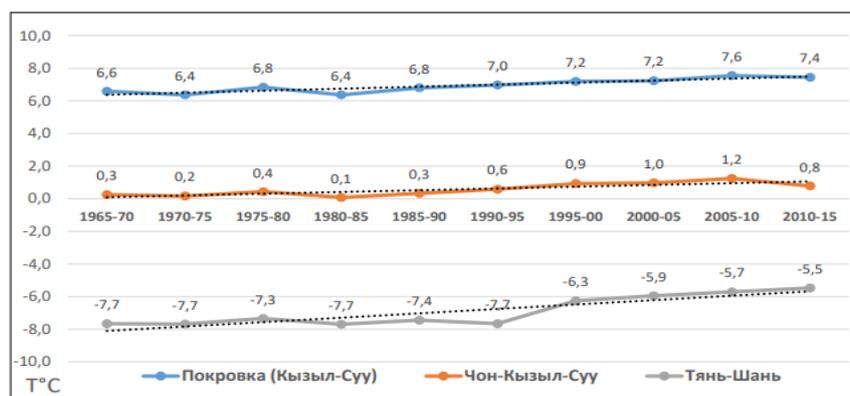


Рисунок 1.3. График изменения среднегодовых температур воздуха за 50 лет, осредненные на метеостанциях Покровка (Кызыл-Суу, 1770 м), Чон-Кызыл-Суу (2555 м) и Тянь-Шань (3660 м). Пунктирной линией показан линейный тренд изменения температуры воздуха за последние полвека.

Ход среднегодовой температуры воздуха и тренд её повышения по данным метеостанции Кызыл-Суу за весь период наблюдений (см. Рис. 1.4.). Этот рисунок демонстрирует устойчивый тренд повышения температуры воздуха на метеостанции Кызыл-Суу в течение периода наблюдений с 1951 по 2018 гг. Повышение годовой температуры воздуха на метеостанции Кызыл-Суу за этот период составило $1,5^{\circ}\text{C}$, или $0,022^{\circ}\text{C}$ в год, что превышает показатели метеорологических станций, расположенных в приозерной равнине [1, 2, 5-8, 20-23, 38, 68, 147, 125, 133-178].

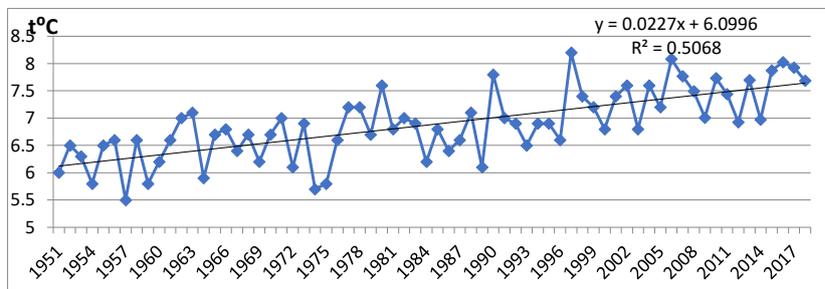


Рисунок 1.4. График изменения хода среднегодовой температуры воздуха и её тренда по данным метеостанции Кызыл-Суу за весь период наблюдений — с 1951 по 2018 гг.

1.2.2. Осадки и снежный покров

Режим выпадения осадков формируется под воздействием крупномасштабных барических процессов над Евразией, направлением и интенсивностью влагопривноса с северо-запада [Алисов, 1956].

Локальные факторы, такие как озеро Иссык-Куль и хребет Тескей Алатау, также существенно влияют на образование осадков [Волошина, 1988]. Основные характеристики осадков для опорных метеостанций хребта Тескей Алатау и массива Ак-Шийрак (см. Рис. 1.5.) [1, 2, 5-8, 20-23, 38, 68, 147, 125, 133-178].

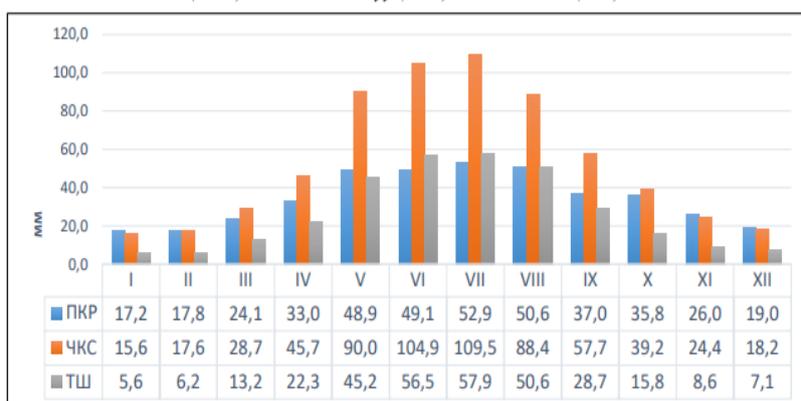


Рисунок 1.5. Гистограмма изменения суммы осадков по месяцам, мм (среднее за 1966-2016), на метеостанциях Покровка (ПКР), Чон-Кызыл-Суу (ЧКЗ) и Тянь-Шань (ТШ).

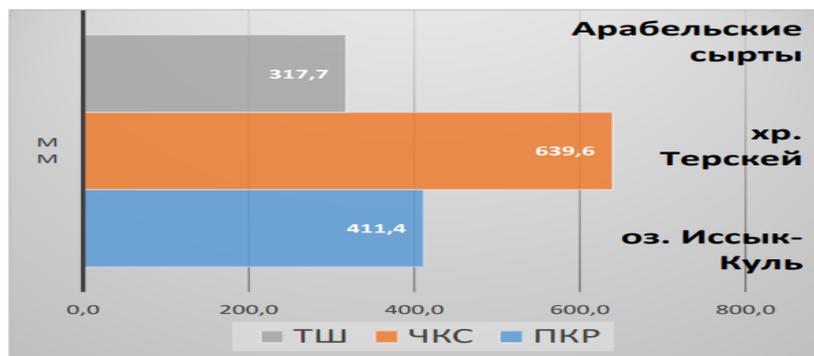


Рисунок 1.6. Гистограмма изменения годового количества осадков на опорных метеостанциях, среднее за 1960-2017 гг.

Климатические условия исследуемого региона характеризуются устойчивым Сибирским антициклоном в зимнее время, которое блокирует проникновение циклонов, а влагонесущие массы в весеннее время задерживаются периферийными хребтами на Западном Тянь-Шане. Для условий Внутреннего Тянь-Шаня могут достигать только сильные летние циклоны, принося основную массу осадков (см. Рис. 1.5) [5-8, 20-23, 38, 68, 147, 125, 133-178].

На уровне озера Иссык-Куль среднегодовое количество осадков (см. Рис. 1.6) составляет 350-450 мм, что связано с относительно малой абсолютной высотой и эффектом блокирования поступления циклонов хребтами. С набором высоты количество годовых осадков возрастает: на высоте 2500 м метеостанция Чон-Кызыл-Суу фиксирует 600-700 мм осадков.

На высоких нагорьях сыртов метеостанция Тянь-Шань на высоте 3660 м регистрирует годовую сумму осадков в пределах 300-350 мм. Фазовая составляющая осадков на ледниках массива Ак-Шийрак отличается от северного склона Терскей Ала-Тоо. На метеостанции Тянь-Шань 8% осадков выпадают в жидком виде, в основном в июле-августе [АСЛРМ, 1997]. Ледники массива Ак-Шийрак расположены на 400-500 м выше уровня метеостанции, и таким образом, режим местных ледников характеризуется

трендом летней аккумуляции, который снижает процессы абляции. [5-8, 20-23, 38, 68, 147, 125, 133-178].

1.3. Гидрография

Северный склон хребта Тескей-Ала-Тоо характеризуется множеством рек, стекающих в озеро Иссык-Куль. Особенно протяженные и водоносные реки сосредоточены в восточной части хребта. Согласно цифровой модели модуля стока рек В.А. Кузьмиченка, в центральной части северного склона хребта Тескей Ала-Тоо модуль общего стока на высотах 2 км, 3 км и 4 км соответственно увеличивается от 2,5 до 9,6 и 34,0 л/с/км² [12].

Суммарный среднегодовой приток из зоны формирования стока Иссык-Кульской межгорной впадины за период 1942-1972 гг. составил 118 м³/с [13], а за период 1973-2008 гг. - 128 м³/с [11].

Рост стока на 10 м³/с, или на 8,5%, связан с увеличением ледникового стока. Крупнейшей рекой хребта Тескей Ала-Тоо является Джергалан, со средним многолетним расходом воды 22,3 м³/сек и площадью водосбора 2060 км². Реки, стекающие с наиболее высокой центральной части хребта Тескей-Алатау (Аксуу, Каракол, Джеты-Огуз, Чон-Кызыл-Суу, Джууку и др.), имеют расход стока воды 6,5-4,7 м³/сек при водосборной площади 300-500 км².

В западной части хребта Тескей Ала-Тоо гидрографическая сеть менее развита, реки имеют значительные уклоны и приносят большое количество наносов. Наиболее распространены реки ледниково-снегового и снегово-ледникового питания, орошающие земли на востоке Иссык-Кульской впадины. На северной части хребта Тескей Ала-Тоо площадь речных водосборов варьируется от 7,53 до 307 км², оледенение занимает до 62%, а средневзвешенная высота водосборов находится на высотах от 2710 до 3840 м. Высокогорный пояс 3100-3500 м занимает 54% площади зоны формирования стока, слой суммарного стока рек в пределах этого пояса изменяется от 400 мм на западе котловины до 800-820 мм в год на ее востоке.

Величина стока высокогорного пояса составляет около 80% от суммарного стока зоны формирования. Среднегорный пояс 2500-3100 м занимает 29% зоны формирования стока, а речной сток изменяется от 194 мм на западе до 325 мм в год на востоке котловины. Величина стока составляет 15% от суммарного стока зоны формирования. Низкогорный пояс ниже 2500 м до выхода рек из гор занимает 17% площади зоны формирования. Слой стока рек колеблется от 23-30 мм на западе котловины до 50-58 мм в год на востоке [1, 2, 5-8, 20-23, 38, 68, 147, 125, 133-178].

1.4. Криосфера и оледенения

В криосфере планеты содержится три четверти пресной воды Земли. Криосфера деградирует, тают ледники и снежный покров, происходит потеря арктического морского льда из-за изменения климата. [2, 20-23, 133-178].

Площадь криосферы на планете варьирует в зависимости от времени года и сократилась с 1979 года, что связано с ростом температур, приводящим к изменению климатического режима. С 1979 года замерзание происходит на 3,6 дня позже, а оттепели наступают на 5,7 дней раньше.

Оледенения в горных странах, включая Тянь-Шань и исследуемый ледник на хребте Тескей Ала-Тоо, коррелируют с планетарными условиями формирования геокриологических обстановок [2, 20-23, 133-178].

1.4.1. Изученность ледников

Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли, отдел "Климат, вода и природные ресурсы", провел исследования по проекту "Изучение опорных ледников Кыргызстана: Абрамова, Голубина, Суекского, Петрова, Карабаткак, Энилчек" с целью определения их баланса, морфологических, динамических характеристик, ледникового стока, а также климатических условий, и был составлен "Каталог ледников Кыргызстана". В Атласе каталога даны карты-схемы расположения ледников, их основные морфометрические параметры, анализ изменения оледенения с 40-х по 70-е

годы XX века, т.е. за максимальный 70-летний период в сравнении с состоянием оледенения на 2013-2016 гг. [1, 2, 20-23,38, 79, 90, 133-178].

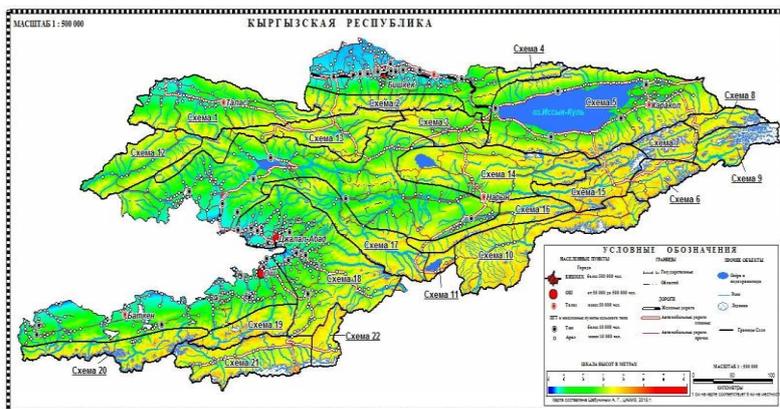


Рисунок 1.7. Карта-схема типизации оледенения в Каталоге ледников Кыргызстана (ЦАИИЗ, 2016).

По данным спутниковых снимков "Landsat-8" за 2013-2016 гг., на территории Кыргызстана было выявлено 9 959 ледников общей площадью 6 683.9 км². Это включает в себя 6 227 ледников размерами более 0.1 км² с общей площадью 6 494.0 км² и 3 732 ледника размерами менее 0.1 км² с общей площадью 189.9 км². В 40-70-е годы XX века было зарегистрировано 8 164 ледника общей площадью 7 944.2 км², включая 6 719 ледников размерами более 0.1 км² с общей площадью 7 866.6 км² и 1 445 ледников размерами менее 0.1 км² с общей площадью 77.6 км² [20-23, 38, 79, 90, 125].

Таким образом, площадь оледенения Кыргызстана уменьшилась на 16 %. В Каталоге СССР ледники размерами менее 0.1 км² не учитывались, а в каталоге ЦАИИЗ учтены ледники размером более 0.01 км² [20-23, 90, 125].

Информация о распределении ледников по основным речным бассейнам Кыргызской Республики представлена на диаграмме (см. Рис. 1.8.). Бассейн озера Иссык-Куль занимает 8% общей площади оледенения и находится на четвертом месте по размеру после бассейнов рек: Сырдарьи (45%), Тарима (30%) и Аму-Дарьи (9%) [20-23, 38, 79, 90, 125].

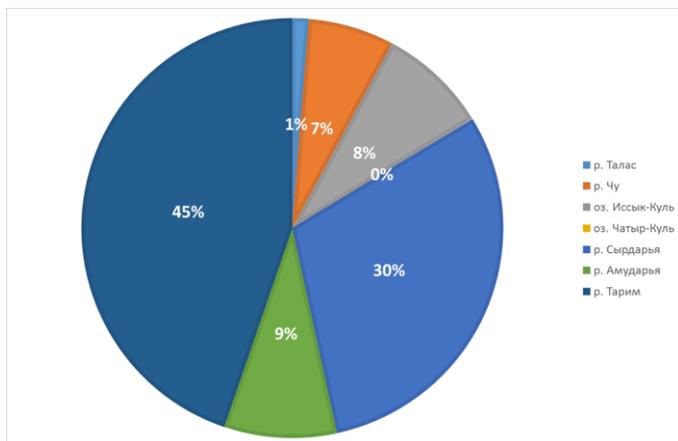


Рисунок 1.8. Круговая диаграмма распределения площади оледенения по бассейнам стока рек на территории Кыргызстана (ЦАИИЗ, 2016).

Первые сведения об оледенении хребта Тескей Ала-Тоо были получены в середине XIX века. В работах А.Ф. Голубева (1859), М.И. Венюкова (1860) и Н.А. Северцева (экспедиции 1867-1858, 1864-1865 гг.) представлены данные о распределении осадков, снежных лавинах и высоте сезонной снеговой линии на ледниках в хребтах Северного и Внутреннего Тянь-Шаня. А.В. Каульбарс в 1869 году представил информацию о распределении ледников на южном склоне хребта Тескей Ала-Тоо, Койлю, Ат-Баши и в районах Борколдой и Кокшаалтау. Впервые выявленный на хребте Акшийрак мощный узел оледенения был зарегистрирован в топографических съемках ряда ледников (Петрова, Большой и Малый Чонтор, Ирташ) Каульбарсом в 1875 году. [14, 15, 20, 68, 92, 125, 133 - 178].

В 1857 году П.П. Семенов-Тянь-Шаньский описал снежную линию на хребте Тескей Ала-Тоо при восхождении на перевал Джууку, обнаружив снежную линию выше 3355 м. После посещения им верховьев реки Сары-Джаза, научный мир узнал о наличии гигантских ледников в районе горного массива Хан-Тенгри. Он также открыл ледник Мушкетова [14, 15, 92, 125]

Ч.Ч. Валиханов в 1858-59 годах исследовал и представил первое научное описание природы Внутреннего Тянь-Шаня и особенностей сыртов Тянь-

Шаня. По Валиханову, сырты представляют собой широкое нагорье значительной абсолютной высоты с характерными, суровыми и холодными погодно-климатическими условиями. В его географическом обзоре приводятся данные о температурных условиях, летних снегопадах, высоте сезонной снеговой линии и концах ледников, толщине снежного покрова, снежных обвалах и ледовых явлениях [14, 15, 92, 125].

1.4.2. Основные характеристики ледников хребта Тескей Ала-Тоо

Рельеф и высота хребта Тескей Ала-Тоо способствовали формированию многообразия типов ледников, которые можно разделить на семь основных типов: долинные, каровые, висячие, котловинные, переметные, шлейфовые и ледники плоских вершин. Выделяются также ледники двух переходных типов – карово-долинные и карово-висячие. Оценка ледников по их типам и площади распространения (см. в Табл. 1). [14, 15, 38, 79, 92, 125].

Долинные ледники являются основой оледенения хребта. На них приходится более 50% площади оледенения. Характерной особенностью долинных ледников является их расположение вдоль главного водораздела.

Фирновые области занимают обширные цирки, из которых спускаются сравнительно короткие языки ледников.

Площади отдельных ледников, таких как Конурулен, Джеруй (западная часть Тескей-Алатау), Котур-Тор, Айланьш, Аксуу (центральная часть хребта), не превышают 10 км² и колеблются в пределах 5-8 км². Средняя площадь большинства ледников составляет 3,1 км² (см. Табл. 1) [14, 15, 38, 79, 92, 125, 133 - 178].

Общее количество долинных ледников на хребте Тескей Ала-Тоо составляет 90. Они дают начало ледниковому стоку по рекам, верховья которых находятся в районе гребневой зоны главного водораздела. Ледники в основном развиты на северных склонах, реже на западных и восточных. Средняя высота, до которой спускаются языки ледников, составляет 3489 м с отклонениями до ± 20 м. [14, 15, 38, 79, 92, 125, 133 - 178].

Таблица 1. Количество и площадь ледников различных типов

Типы ледников	Количество ледников	Площадь Ледников, км ²	% к общему оледенению	% к общему количеству ледников
Долинные	90	274,3	54,1	13,4
Карово-долинные	65	74,4	14,6	9,7
Каровые	95	38,1	7,3	14,1
Карово-висячие	92	46	9,1	13,7
Висячие	116	40,6	8	17,2
Котловинные	5	4,4	0,7	0,7
Переметные	2	4,8	0,9	0,3
Шлейфовые (при склоновые)	7	10	2	1
Плосковершинные	4	3,2	0,6	0,6
Ледники с площадью не более 0,1км ²	197	13,6	2,7	29,3
Итого	673	509,4	100	100

Наиболее высоко, до 3650 м, поднимается язык ледника Сары-Тор в бассейне реки Турасуу, а самый низкий, до 3200 м, опускается язык ледника Айланьш в бассейне реки Джеты-Огуз. Чем крупнее ледник, тем ниже опускается его язык. При движении с запада на восток высоты концов языков понижаются с 3600-3500 до 3400-3300 м [14, 15, 38, 79, 92, 125, 133 - 178].

Долинные ледники довольно однородны, и описание ледника Кара-Баткак характерно для большинства из них. Исследуемый ледник Кара-Баткак расположен в верховьях правого притока реки Кашка-Тор в бассейне реки Чон-Кызылсуу. Стационарные гляциологические исследования на леднике проводятся с 1948 года. Подробные описания ледника приведены Г.А. Авсюком, М.И. Ивероновой и другими исследователями. Фирновая область ледника Кара-Баткак занимает обширный цирк, состоящий из нескольких кулуаров. По данным фототеодолитной съемки 1964 года, площадь ледника Кара-Баткак оценивалась в 4,58 км², из них 3,38 км²

приходилось на зону аккумуляции и 1,20 км² на зону абляции [14, 15, 38, 79, 92, 125, 133 - 178].

В средней части ледник Кара-Баткак разбит 100-метровым ледопадом, который является границей между зонами абляции и аккумуляции.

Язык ледника Кара-Баткак небольшой, протягивается в меридиональном направлении на 1,5 км с уклонами поверхности 7-10°. Ледник заканчивается крутым уступом 35-40°, выходящим на зандровое поле. По бокам ледника расположены две мощные боковые морены, начинающиеся от ледопада. Оттуда же начинается маломощная срединная морена, которая к концу языка смыкается с левой боковой мореной. Загрязненность ледника значительна, особенно в концевых частях. Ледник заканчивается ледниковым валом конечной морены, от которой он отступил почти на 500 м. Зандровое поле летом заполняется талыми водами, образуя подпрудное моренное озеро. Сток талых вод по поверхности ледника осуществляется по двум водосборным каналам, приуроченным к краевым частям ледника. Наиболее широко распространены ледники с площадью не более 0,1 км², с фирново-ледяными образованиями. По количеству ледников (197) они занимают ведущее место, по площади (13,6 км²) составляют 2,7% от общей площади оледенения. Редко встречаются такие типы ледников, как плосковершинные, котловинные и шлейфовые. Практически отсутствуют снежники, которые имеют широкое распространение в западном Тянь-Шане. Высоты, на которых опускаются ледники различных типов, имеют определенную закономерность: концы языков долинных ледников опускаются в среднем до 3489 м, а концы языков висячих ледников – в среднем до 3742 м. [14, 15, 38, 79, 92, 125, 133 - 178].

1.4.3. Ледник Кара-Баткак как репрезентативный объект исследований

Современная эволюция оледенения хребта Тескей Ала-Тоо изучалась на примере репрезентативного ледника Кара-Баткак, расположенного на северном склоне хребта в бассейне реки Чон-Кызыл-Суу. [14, 15, 133 - 178].

В 1948 году Г.А. Авсюком была организована Тянь-Шанская высокогорная физико-географическая станция (ТШФГС) Института географии АН СССР в бассейне реки Чон-Кызыл-Суу [35, 78, 115, 133 - 178].

С 1955 года станция вошла в структуру отдела географии Академии наук Киргизской ССР, а с 1957 года на леднике Кара-Баткак начались комплексные стационарные наблюдения [35, 78, 115, 133 - 178].

В месте впадения реки Кашка-Тор в реку Чон-Кызыл-Суу была организована базовая станция. Проводились регулярные и эпизодические наблюдения различных видов, включая исследования температурного режима, теплового баланса, абляции и режима стока [Авсюк, 1954].

Стереофотограмметрические съемки языка ледников Кара-Баткак и Айлама проводятся с 1948 года. По результатам съемок 1948-49, 1964 и 1969 годов были составлены топографические планы ледника Кара-Баткак. С 1973 года фототеодолитная съемка ледника проводилась ежегодно [Баков, 1978].

Комплексные гидрологические и гляциологические работы в долине Чон-Кызыл-Суу начались в 1957 году в рамках программы МГГ. Ледник Кара-Баткак избран объектом постоянных масс-балансовых наблюдений.

Были проведены работы по определению компонентов баланса массы ледника гляцио-гидрологическим методом, особое внимание уделялось гидрометеорологическим наблюдениям. Аккумуляция определялась по градиенту осадков в ледниковой и неледниковой частях долины, а абляция – путем определения величины стока на замыкающем створе и величине таяния, измеряемого стационарно в средней части языка ледника. Баланс массы ледника получали как остаток между величиной осадков в зоне накопления и стоком, определенном на замыкающем гидропосте в 200 м от фронтальных морен [Диких, Михайлова, 1976; Диких, 1982] [21, 22, 38, 60, 78, 79, 90, 92, 115, 133 - 178].

По программе Международного Геофизического Года в 1957-59 годах Р.Д. Забириным была проведена экспедиция во Внутреннем и Центральном Тянь-Шане. В результате были получены данные и составлены таблицы с

основными характеристиками ледников: площадь, экспозиция склона, высота границы питания хребта Тескей Ала-Тоо [1, 2, 20, 21, 22, 38, 60, 78, 79, 90, 92, 115, 133 - 178].

Автором данной работы была проведена первая инвентаризация ледников, установлены их основные параметры и создана база данных каталога ледников, изданных в 1968-78 годах, всего 22 ежегодных выпуска Каталога ледников. Завершение каталогизации впервые представило полную картину оледенения в Кыргызстане и стало важным первичным материалом для статистических расчетов, позволяя ретроспективно получать достоверные сведения о водных ресурсах Кыргызстана, законсервированных в ледниках [20, 21, 22, 38, 60, 78, 79, 90, 92, 115, 133 - 178].

Были изучены структуры, условия таяния, движения и температурный режим ледников. Применены радиолокационные методы зондирования для определения толщины ледников, изучались стратиграфия фирна и льда, динамика ледников. Выявлены пространственные, временные и высотные закономерности формирования ледникового стока, оценена доля ледниковой составляющей в общем объеме рек. [20, 22, 38, 60, 78, 79, 92, 115, 133 - 178].

Комплекс работ, наряду с гидрологическими и гляциометеорологическими наблюдениями, дополнили ежегодные фото-теодолитные съемки и геодинамические измерения, и расчёты. Метеорологические наблюдения стали вести круглогодично зимой с помощью самописцев, в летние периоды проводились актинометрические наблюдения и альбедро-съемки поверхности ледника [Баков и др., 1979].

С 1973 года фото-теодолитные работы проводятся ежегодно, обновлена сеть базисов, плановая точность повысилась с ± 4 до $\pm 0,21$ м.

В 1975 году впервые составлен план ледника Кара-Баткак в масштабе 1:5000, по которому установлена площадь ледника 38 км², зона аккумуляции и абляции, заморенные и открытые участки (см. Табл. 2).

В эти годы на леднике было установлено 88 рек, 11 в области питания, 28 в переходной зоне и 49 на языке. Регулярную речную сеть создать не

удалось из-за сложной морфологии ледника, поэтому некоторые части ледника не были обеспечены наблюдениями [Диких, 1982]. [20, 21, 22, 38, 60, 78, 79, 90, 92, 115, 133 - 178].

С 1975 года велись геодезические наблюдения речной сети, была создана микро-триангуляционная сеть из 11 пунктов, связанных с основной сетью. Результаты съемок речной сети за 1973-75 гг. позволили получить скорости движения поверхности ледника [Дюргеров, 1993].

Масштабные гляциологические исследования по изучению баланса массы ледников Внутреннего Тянь-Шаня проводились отделом гляциологии Института Географии АН СССР в конце 1980-х годов (Дюргеров, Ушнурцев 1988; Михаленко, 1989, 1990; Ушнурцев, 1991; Дюргеров, Ушнурцев, Чичагов, 1991) [20, 21, 22, 38, 60, 78, 79, 90, 92, 115, 133 - 178].

Таблица 2. Площадные характеристики ледника Кара-Баткак, м²
[Баков и др., 1978]

Весь ледник	4 098 375
Область аккумуляции	2 982 875
Область абляции	1 115 500
Участки чистого льда	1 108 110
Участки сплошного моренного покрытия	6 273
Участки разреженного моренного покрытия	1 116

Итогом многолетних исследований оледенения Тянь-Шаня послужила монография «Оледенение Тянь-Шаня» (1995), созданная в рамках российско-китайского проекта 1980-х – 1990-х годов. Материалы наблюдений за балансом массы репрезентативного ледника Кара-Баткак регулярно представлялись до конца 1990-х годов в издании “Glacier Mass Balance Bulletin”, публикуемый ЮНЕСКО. В 90-е годы прошлого столетия из-за сокращения финансирования мониторинг ледника Кара-Баткак прекратился, мониторинг и расчеты баланса массы не проводились. [20, 21, 22, 38, 60, 78, 79, 90, 92, 115, 133 - 178].

С 2007 года Тянь-Шанским высокогорным научным центром, правопреемником Тянь-Шанской высокогорной физико-географической станции при институте водных проблем и гидроэнергетики НАН КР, частично были восстановлены гляциологические работы на леднике Кара-Баткак [14, 15, 20, 21, 22, 38, 60, 78, 79, 90, 92, 115, 133 - 178].].

В 2013 году, благодаря усилиям гляциологов из Московского государственного университета, были восстановлены ежегодные расчеты баланса массы ледника Кара-Баткак [14, 15, 20, 21, 22, 38, 60, 78, 79, 90, 92, 115, 133 - 178].

Этому способствовал повышенный интерес к ледниковым ресурсам Тянь-Шаня со стороны Всемирной службы мониторинга ледников WGMS (Цюрих, Швейцария) и гляциологического сообщества.

Абляция снега, фирна и льда измеряется по речной сети, расставленной по всей доступной поверхности ледника. На текущий момент на леднике Кара-Баткак накопление снега измеряется в 90-100 точках, плотность – в 6-8 шурфах, абляция – по речной сети из 25-30 реек.

Согласно рекомендациям [Hoinkes, 1964; Østrem, Brugman, 1991], такая плотность измерений достаточна для обеспечения точности получаемых данных, адекватной для высшего класса наблюдений. [60, 90, 92, 133 - 178].

Масс-балансовый ряд ледника Кара-Баткак занимает второе место по продолжительности наблюдений среди ледников на территории бывшего СССР и шестое место в общемировом рейтинге [WGMS, 2013].

Так как мониторинг был прерван в 1996 году и восстановлен только в 2013 году, в работе была проведена реконструкция 15-летнего пробела в оценке баланса массы ледника Кара-Баткак [20, 21, 22, 38, 60, 78, 79, 90, 92, 115, 133 - 178].

1.4.4. Высота фирновой линии ледника Кара-Баткак

Определение высоты фирновой линии нами проводилось методом Гесса на карте и путем непосредственного измерения на местности.

Выявлено, что влияние рельефа и экспозиции склонов остается постоянным из года в год, а высота фирновой линии зависит от климатических условий конкретного года. В теплое и сухое лето фирновая линия располагается выше, в холодное – опускается ниже по рельефу.

Неоднородность рельефа и различия в увлажненности в пределах хребта Тескей-Ала-Тоо отражаются на положении фирновой линии. Широкие долины и неглубокие кары с невысокими обрамляющими склонами создают небольшую закрытость горизонта, что в свою очередь влияет на приход суммарной радиации [1, 2,5, 6, 12, 20, 21, 22, 38, 60, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

Большие дневные суммы солнечного тепла, порядка 600-700 кал/см², способствуют значительному таянию снега и подъему фирновой линии в западной части хребта. Центральный район, с узкими и глубокими долинами, получает меньше тепла за счет солнечной радиации.

Большое количество осадков, выпадающих в твердом виде в теплое время года, понижает высоту фирновой линии.

В восточном районе, несмотря на значительное количество осадков, фирновая линия аномально поднимается до высоты 3910-3920 м. Изменение высоты снеговой линии опорного ледника Кара-Баткак приведено (см. в Табл. 3), где определены высоты фирновой линии, в основном для долинных ледников [1, 2,5, 6, 12, 20, 21, 22, 38, 60, 78, 79, 90, 92, 115, 133 - 178].

Средняя многолетняя высота фирновой линии за период 1957-1968 гг. равна 3770 м, амплитуда колебаний высоты фирновой линии составляет 290 м. Средняя многолетняя высота фирновой линии за период 2015-2021 гг. равна 4000 м, а амплитуда колебаний высоты фирновой линии – 160 м.

Общая амплитуда колебаний высоты фирновой линии за периоды 1957-1968 и 2015-2021 гг. составляет 460 м, что связано с колебаниями климатических условий. [1, 6, 12, 20, 21, 38, 60, 78, 79, 90, 92, 115, 133 - 178].

Таблица 3. Высота фирновой линии на леднике Кара-Баткак

год	Высота м	год	Высота м
1957	3610	1967	3820
1958	3670	1968	3860
1959	3820	2014	4070
1960	3800	2015	4000
1961	3890	2016	4030
1962	3820	2017	4020
1963	3750	2018	4010
1964	3600	2019	3910
1965	3750	2020	3980
1966	3800	2021	

Выводы по главе 1:

1. Рассмотрены особенности современного географического положения исследуемой территории и условия формирования оледенения.
2. Представлены основные характеристики климата, температурного режима, осадков и снежного покрова благоприятные для оледенения.
3. Приведены сведения о гидрографии исследуемой территории, взаимосвязанные с источниками питания рек с ледниковым стоком.
4. Показаны особенности распространения криосферы и оледенения в бассейнах стока рек и в зависимости от экспозиции склонов.
5. Подробно описаны сведения об изученности ледников, их основные характеристики для хребта Тескей Ала-Тоо и репрезентативного ледника Кара-Баткак, включая условия расположения, высоту фирновой линии и границ питания, с возможностями прогнозирования ледниковых событий.

ГЛАВА 2. КОМПЛЕКСНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ГИДРОЛОГО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК И БАЛАНСА МАССЫ ЛЕДНИКОВ

2.1. Метод гляциологических наблюдений

Одной из главных задач гляциологических исследований является изучение современного состояния оледенения и его эволюции в условиях изменяющегося климата. Основной измеряемой величиной на леднике Кара-Баткак является его баланс массы за год. Эта величина вычисляется как алгебраическая сумма прихода вещества (аккумуляция) и его расхода (абляция) за период между двумя последовательными минимумами массы, которые обычно приходятся в условиях Центральной Азии на конец сентября [1, 2, 5, 6, 12, 20, 21, 22, 38, 60, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

Расчеты баланса массы проводились согласно методике [31] с учетом стратиграфической системы отчетности STR:

- годовые данные аккумуляции ct и абляции at ;
- по балансам зимнему bw и летнему bs ;
- по (чистой) абляции bni и аккумуляции bnf ;

Время формирования и динамика границ таяния и аккумуляции на леднике Кара-Баткак значительно варьируется по годам.

Были использованы имеющиеся ряды наблюдений метеостанций МС Чон-Кызыл-Суу и Кара-Баткак. За начало периода абляции снега принималась дата устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через 0°C на нижней границе ледников.

При абляции, которая начинается позднее на леднике, обнажается конец языка ледника, освобожденный от сезонного снега. Завершение периода абляции и начало нового балансового года совпадают с переходом средней суточной температуры воздуха через 0°C в сторону отрицательных значений с последующим полным покрытием ледника устойчивым снежным покровом. В течение нескольких дней возможен возврат тепла, что

увеличивает влажность снежного покрова в условиях отсутствия талого стока с ледника. Этот снег становится началом стадии образования зимнего баланса массы ледника и следующего балансового года. Приходная статья баланса, аккумуляция, включает измерения максимальной высоты сезонного снежного покрова h и требует замеров при весенней снего-съемке в многочисленных промерных пунктах, а также интегральной по вертикали плотности ρ снега в опорных шурфах.

Обработка данных, полученных по 100 точкам зондирования и 8 снежным шурфам, выкопанным в разных высотных зонах, позволяет вычислить водный эквивалент накопившегося снежного покрова и осуществить дальнейшую систематизацию данных по 100-метровым высотным зонам (см. Рис.2.2.).

В 1956-1968 годах на леднике Кара-Баткак поверхностная абляция измерялась речным методом. Количество рек на языке ледника в отдельные годы варьировалось от 58 в 1958 году до 15 в 1964 году. В 1961-63 гг., абляция измерялась также в фирновой зоне до высоты 3900 м [32, 33].

Аккумуляция в 1956-1997 гг. вычислялась косвенным путем, исходя из замыкания водного баланса [34, 35, 78, 79, 90, 92, 133-178].

Ранее считалось, что оценка баланса ледника возможна только при наличии данных о стоке с фирновой области. Г.А. Авсюк [35] объем стока с фирновой области принимал равным объему стока с языка ледника.

При оценке величины стока с фирновой зоны применялся метод водного баланса. Таяние в фирновой зоне определялось как разность между суммарным объемом воды, прошедшей через гидрологический створ, и объемом воды, образовавшейся в результате таяния льда на языке ледника и выпавших осадков на языке и склонах [34].

Для оценки баланса твердого вещества ледника в качестве основы расхода использовались данные по стоку со всей поверхности ледника, а в качестве основы накопления – количество осадков в фирновой зоне.

В течение 13-летней серии наблюдений на леднике Кара-Баткак (1985/86-1997/98 гг.) подход к расчетам компонентов баланса был аналогичен современному. Однако в другие годы в рамках периода с 1957 по 1998 год, до приостановки мониторинга, использовался другой подход, делавший величины аккумуляции и абляции несопоставимыми с ранее рассчитанными.

В 2013 году на леднике Кара-Баткак, который является наиболее изученным и репрезентативным для Тескей Ала-Тоо, были возобновлены наблюдения: гляциологические, измерения максимальных снеготолщин, абляция по всему леднику, линейное смещение фронтальной отметки ледника, а также метеорологические наблюдения (температура, влажность воздуха и осадки) и гидрологические измерения уровней и расходов воды в период абляции у истока реки Кашка-Тор [1, 2,5, 6, 12, 20, 21, 22, 38, 60, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

Для расчета баланса массы в конце весны и в начале осени проводились площадные снегомерные съемки, охватывающие всю доступную площадь ледника. Съемки осуществлялись путем зондирования толщи сезонного снега металлическими щупами. В разные годы количество промерных пунктов варьировалось от 18 до 75 в области питания и от 24 до 183 на языке ледника. Абляционные рейки на леднике Кара-Баткак забуривались на глубину от 4,5 до 6 метров, в зависимости от высоты их расположения и скорости таяния льда. [1, 2,5, 6, 12, 20, 21, 22, 38, 60, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

По мере вытаивания, рейки переабляровались на том же месте, и таким образом, к концу абляционного периода фиксировалась суммарная величина стаявшего льда на данном участке.

Количество реек на языке ледника Кара-Баткак варьировалось в разные годы, и в период с 2007 по 2021 годы оно увеличилось с 12 до 23 в высотном диапазоне 3300-3500 метров. В 2015 году в верхней части ледника, включая зону аккумуляции на высотах от 3600 до 4100 метров, было забурено дополнительно 13 абляционных реек. Суммарные за сезон величины абляции по каждой рейке систематизировались по 100-метровым высотным зонам.

После этого, из массива зональных значений абляции вычислялось итоговое значение абляции для всего ледника на основе средневзвешенного принципа, где в качестве весов выступали площади ортогональной проекции каждой высотной зоны [1, 2, 5, 6, 12, 20, 21, 22, 38, 78, 79, 90, 92, 119, 124, 133 - 178].

Положение фронтальной отметки ледника ежегодно в конце балансового года фиксировалось с помощью детальной GPS-метрии вдоль линии фронта. Схема расположения рек на леднике Кара-Баткак представлена (см. Рис. 2.1.).

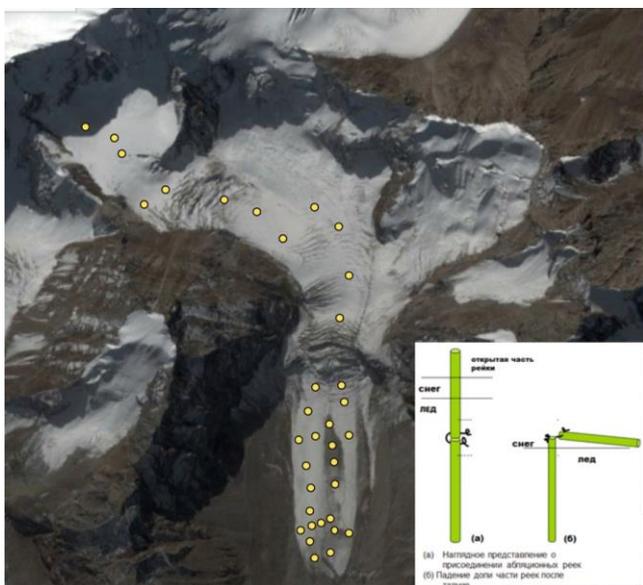


Рисунок 2.1. Схема расположения рек на леднике Кара-Баткак

2.2. Метод определения баланса массы ледников

Существует два вида систем отчетности по полевым измерениям баланса массы ледника: стратиграфическая (STR) и фиксированных дат (FXD). Для условий Тянь-Шаня приемлемым является первый вариант [36].

В 2013/14 балансовом году необходимо провести мониторинг «зимний баланс – летний баланс» для перехода к стратиграфической системе отчетности STR [60, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

С 1956 года в долине Чон-Кызыл-Суу проводятся комплексные гидрологические и гляциологические работы в рамках программы Международного Геофизического Года (МГГ), при этом ледник Кара-Баткак был выбран объектом постоянных масс-балансовых наблюдений. Выполнялись работы по определению компонентов баланса массы гляциогидрологическим методом с особым вниманием к гидрометеорологическим наблюдениям. Аккумуляция определялась по градиенту осадков между ледниковой и неледниковой частями долины, в то время как абляция вычислялась путем определения объема стока на замыкающем створе и величины таяния, измеряемой стационарно в средней части языка ледника. Таким образом, баланс массы ледника рассчитывался как разница между осадками в зоне накопления и стоком, определенным на замыкающем гидропосте, Кашка-Тор-исток на расстоянии 200 метров от фронтальных морен [37, 38, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

В период с 1956 по 1998 год на леднике Кара-Баткак поверхностная абляция измерялась реечным методом через "чистую аккумуляцию" и "чистую абляцию" (bnf, bni) согласно стратиграфической системе отчетности, STR [37, 38, 39, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].]

В 1973 году программа наблюдений была скорректирована в рамках Международного Гидрологического Десятилетия (МГД). Комплекс работ, включая гидрологические и гляциометеорологические наблюдения, был дополнен ежегодными фототеодолитными съемками и геодинамическими измерениями, и расчетами. Метеорологические наблюдения велись круглогодично с использованием самописцев зимой, а летом проводились актинометрические наблюдения и альbedo-съемки поверхности ледника [40].

С 1973 года фототеодолитные работы проводились ежегодно, была обновлена сеть базисов, а плановая точность улучшилась с ± 4 до $\pm 0,21$ метра.

В 1975 году был составлен план ледника Кара-Баткак в масштабе 1:5 000, который впервые точно определял площадь ледника, зоны аккумуляции и абляции, заморенные и открытые участки. Принятая ныне методика через

"зимний" и "летний" балансы (b_w , b_s) выполняется в рамках стратиграфической системы отчетности STR. [37, 38, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

Методика расчета баланса массы на опорных ледниках, таких как Кара-Баткак, соответствует стандартным подходам, за исключением некоторых базовых количественных показателей, используемых при организации наблюдений. Это включает в себя число реек, шурфов, снегомерных точек, а также период и частоту измерений. В общем, схема расчета баланса массы включает метод площадных маршрутных снегосъемок с использованием шурфов для определения приходной составляющей, а также метод реек для вычисления расходной составляющей. При определении итоговых значений для отдельных высотных зон и для всего ледника использовались вспомогательные методы географической экстраполяции на недоступные участки. Это включало привлечение данных о динамике снеговой линии и статистической базы данных предыдущих лет, а также применение концепции подобия полей балансовых характеристик. Основные параметры ледника, такие как площадь, аккумуляция, абляция, и положение границы питания (ELA - Equilibrium Line Altitude), измеряются с использованием классических методов [37, 38, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

Аккумуляция определяется как совокупность процессов, приводящих к увеличению массы ледника, в то время как абляция рассматривается как сумма процессов, ведущих к потере его массы [41].

В нашем исследовании мы применяли метод, описанный М.Б. Дюргеровым [42]. Этот метод предполагает проведение снегомерной съемки по сети точек и денсиметрии в шурфах в период аккумуляции, а также отсчетов по рейкам в период абляции. [37, 38, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

Для анализа распределения баланса массы по всей площади ледника его делят на высотно-морфологические зоны (ВМЗ). Это элементарные участки,

которые характеризуются однородными условиями рельефа, включая крутизну и экспозицию, и определенным высотным диапазоном [43].

После измерения аккумуляции и абляции в точках поверхности ледника, высчитываются составляющие баланса для каждой высотноморфологической зоны и затем для всего ледника в целом. Баланс массы определяется как разница между суммарной аккумуляцией и суммарной абляцией [37, 38, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

Представлена схема (см. Рис. 2.2.) разбивки ледника Кара-Баткак по высотноморфологическим зонам, основываясь на работах, проведенных в 2020 году.

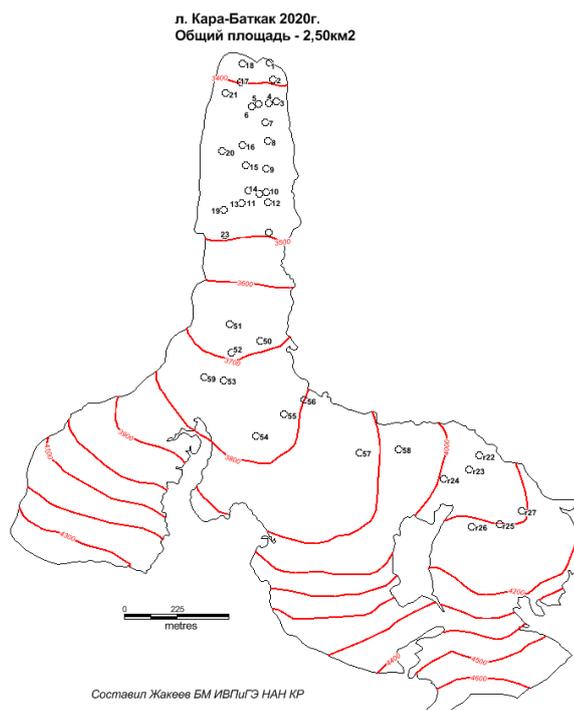


Рисунок 2.2. Карта-схема высотноморфологических зон ледника Кара-Баткак, 2020 г.

После измерения аккумуляции и абляции в различных точках поверхности ледника рассчитывались составляющие баланса для высотноморфологических зон (ВМЗ), а затем и для всего ледника в целом. Баланс массы определяется как разница между суммарной аккумуляцией и суммарной абляцией:

$$bn = Ak - (Ab - F), (2.1.)$$

где bn – баланс массы, Ak – суммарная аккумуляция, Ab – суммарная абляция, а F - поправка на внутреннее питание [42].

Зимний баланс (аккумуляция). Приход вещества (Ak) представляет собой совокупность процессов, ведущих к нарастанию массы ледника:

$$Ak = Xm \pm L \pm V \pm D, (2.2.)$$

где (Xm) — сумма твердых осадков; (L) — баланс процесса «испарение/конденсация» (изморозь, нарастающие осадки); (V) — поступление массы со склонов (лавинная подпитка, обрушение карнизов, псевдо-вязкое течение снега и прочее); (D) — метелевой перенос.

Для определения величины аккумуляции проводилось снегомерное профилирование. Измерение высоты слоя снежного покрова выполнялось по нормали к склону с помощью металлических зондов-щупов.

При расчете аккумуляции в объемных единицах учитывалась реальная площадь поверхности склона, принимая во внимание косинус среднего угла наклона [37, 38, 41, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178]. Снегомерные работы в шурфе позволяли определить среднюю плотность снежной толщи для последующего пересчета аккумуляции в мм водного эквивалента. В шурфах уточнялись также толщина снежного покрова и граница «снег-фирн», что способствовало снижению ошибок, связанных с наличием прослоев льда [37, 38, 41, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 124, 133 - 178].

С помощью зондов также визуально контролировалась толщина снега по обнажениям в трещинах и ледниковых мельницах. Аномальные измерения, резко отличающиеся от общего фона, отбраковывались, и измерения повторялись. Из-за процессов перераспределения снега на леднике вариация

мощности снежного покрова в пределах одной высотно-морфологической зоны (ВМЗ) может быть значительной. Поэтому шаг, с которым следует делать точки снегосъемки, является функцией изменчивости аккумуляции. [37, 38, 41, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

Среднее значение абсолютной ошибки снегозапаса (δ) для конкретной высотно-морфологической зоны (ВМЗ) определялось по формуле, предложенной Г.Н. Голубевым и М.Б. Дюргеровым [44].

$$\delta = \sigma\sqrt{N}, \quad (2.3.)$$

где σ — среднеквадратическое отклонение массива измерений, N — число промерных пунктов. Увеличение количества точек измерений повышает точность определения аккумуляции в каждой высотно-морфологической зоне. В области накопления ледника к концу балансового года обычно остается не стаявший снежный остаток. Для измерения его величины проводится снегомерная съемка в конце сезона [37, 38, 41, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

Летний баланс (абляция). Абляция (Аб) представляет собой расходную часть баланса массы ледника и зависит от множества факторов. К ключевым климатическим факторам относятся суммарная солнечная радиация и связанная с ней температура воздуха, влажность и количество осадков. Кроме того, значительную роль играют и другие элементы: свойства поверхности ледника, такие как: альbedo, структура льда, микрорельеф, наличие трещин, площадь и мощность моренных отложений, экспозиция ледника, крутизна окружающих склонов, подток внутреннего тепла Земли и другие факторы [37, 38, 41, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

Чистая абляция представляет собой общую потерю массы ледника за балансовый год. Режим ледников Тянь-Шаня преимущественно холодный, что обуславливает минимальный вклад подледниковой и внутрiledниковой абляции. Основным параметром измерений является поверхностная абляция.

Еще одна особенность режима Тянь-Шанских ледников – летние снегопады, способные замедлять или даже прерывать процессы абляции [45].

Эта особенность становится более заметной с увеличением степени континентальности климата. Поверхностную абляцию измеряли наиболее распространенным и точным методом – реечным. Методика заключается в отслеживании изменения высоты относительно уровня снега, фирна или льда по отношению к установленной рейке [46, 47].

Точность измерений по рейкам составляет ± 5 см. В конце зимнего сезона на леднике устанавливались рейки, в соответствии с узлами сетки и высотноморфологическими зонами (ВМЗ). С помощью этих реек отслеживается истончение снежной толщи и изменения в её стратиграфии и плотности, что также наблюдается в шурфах.

По мере освобождения поверхности ледника от снега, простые односекционные рейки заменяются на составные многосекционные.

Абляционные рейки на ледниках Кара-Баткак, Сары-Тор и Борду забуривались на глубину от 4 до 6 метров, в зависимости от высоты их расположения и скорости таяния льда. Процесс забуривания в лед выполнялось в начале теплого сезона, через все еще лежащий снежный покров с использованием парогенераторного бура Heuscke Ice Drill.

Схема расположения реек ледника Кара-Баткак приведена (см. Рис. 2.1.). Количество реек на языке ледника Кара-Баткак в разные годы было неодинаковым, и в период с 2007 по 2021 год оно увеличилось с 12 до 23 в высотном диапазоне 3300-3500 метров. В дополнение к этому, в 2015 году на высотах от 3600 до 4100 метров в верхней части ледника, включая зону его аккумуляции, было установлено еще 13 абляционных реек. Рейки также были размещены в зоне аккумуляции, где наблюдается поверхностное таяние снега и фирна. Отсчеты по рейкам проводились примерно каждые пять дней (в пентаду) [48]. Для каждой высотноморфологической зоны j рассчитывалась средневзвешенная по типу поверхности абляция (a_j) [44]:

$$a_j = \frac{a_s S_s + a_i S_i + a_f S_f + a_m S_m}{S_s + S_i + S_f + S_m}$$

$$S_j \quad , \quad (2.4.)$$

Где S - обозначает площадь таяния различных типов поверхностей: лед - i , фирн - f , снег - s , поверхностная морена - m .

Используя полученный набор зональных значений, была вычислена абляция, средневзвешенная для всего ледника.

$$A = \frac{\sum_{j=1}^n a_j S_j}{\sum S_j} \quad , \quad (2.5.)$$

Рассчитанные величины абляции за дробные временные интервалы в течение периода таяния были суммированы, что позволило определить общую величину абляции за сезон для всего ледника. Точность метода зависит от количества точек наблюдения, то есть реек. Полученные данные о фактическом объеме стаявшего льда пересчитывались в водный эквивалент с использованием коэффициента объемного веса, равного 0,9.

Внутреннее питание. Внутреннее питание (декремент абляции, internal feeding) F является важным компонентом баланса массы ледника и главным источником прогрева его активного слоя. Этот процесс включает повторное образование льда за счет инфильтрации воды ниже слоя аккумуляции текущего года, сублимации водяного пара и конжеляции [49].

Численные определения внутреннего питания для ледников холодного фирнового типа льдообразования осложнены.

В области аккумуляции, внутреннее питание можно отследить с помощью сети опорных шурфов, в которых необходимо регулярно определять мощность активного слоя и глубину инфильтрации вод.

Наиболее точно она определяется по положению нижнего уровня нулевых температур путем термометрического зондирования толщи по главной стенке шурфа. Данные были получены непосредственно при выработке шурфа и во время снегомерных съемок по разности плотностей

прослоев льда в толще. Использованы были ряд формул для расчета льдообразования и оценки внутреннего питания ледников [51, 50].

Процесс внутреннего питания рассматривается как недорасход абляции, поэтому в вышеприведенном уравнении баланса внутреннее питание вычитается из абляции. На ледниках морского и умеренно-морского типов внутреннее питание составляет 5-10% величины аккумуляции/абляции [52].

С увеличением степени континентальности климата возрастает значение внутреннего питания: ледники Внутреннего и Восточного Тянь-Шаня, расположенные преимущественно в холодной инфильтрационно-рекристаллизационной фирновой зоне, могут иметь внутреннее питание, достигающее 30-40% от годового прихода вещества [110].

Поэтому количественная оценка внутреннего питания на сегодняшний день недостаточно изучена и требует дополнительной проработки. Для конкретного ледника возможно оценить величину декремента абляции на основе многолетних наблюдений за компонентами баланса массы. В процессе мониторинга баланса массы ледника Сары-Тор проводились ежегодные оценки внутреннего питания [53], согласно которым внутреннее питание может достигать 35%, а наложенный лед – до 15% от чистой аккумуляции [37, 38, 41, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

Для холодных внутриконтинентальных ледников внутреннее питание и наложенный лед играют заметную роль. В случае положительных значений баланса массы (b_n) увеличивается доля наложенного льда, что способствует инфильтрационно-конжеляционному льдообразованию. В годы, когда баланс массы ледника отрицателен, важность внутреннего питания возрастает, достигая 30-40% от чистой аккумуляции [37, 38, 41, 52, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

2.3. Метод дистанционного зондирования ледников

Аэрокосмические методы (АКМ) и дистанционное зондирование (ДЗЗ) предоставляют возможность проведения мониторинга гляциологических

объектов с высокой точностью, позволяя вычислять геометрические показатели ледников и получать данные без их непосредственного посещения [37, 38, 41, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

Дистанционное зондирование (ДЗ) представляет собой дистанционный метод зондирования, который среди других методов оценки динамики и эволюции оледенения выделяется своей оперативностью и преимуществом в доступности охвата труднодоступной территории в различных масштабах. Временные срезы, полученные в процессе дешифрирования космических и аэрофотоснимков, могут охватывать значительный диапазон времени, достигая сотен и тысяч лет. В данной работе представлены результаты дистанционного зондирования, охватывающие современный временной диапазон, что позволяет оценивать эволюционный этап развития пилотных и репрезентативных ледников. Период с 1956 по 1958 гг. условно был принят при дешифрировании космических снимков в качестве этапа современного эволюционного мониторинга баланса массы для репрезентативных ледников.

(ДЗ) обеспечивает возможность комплексного наблюдения за проявлениями опасных процессов и охватывает труднодоступные сегменты ледника, позволяя в короткие сроки получать геоинформационные системные (ГИС) характеристики для районов и регионов с большой площадью охвата территории. Для эффективного применения ДЗ необходима база данных о топографических картах исследуемой территории, а также высокоточные спутниковые координаты, сопряженные с наземными геодезическими пунктами. Исследования, посвященные применению ДЗ для изучения динамики оледенения, характеристик стока рек и математического моделирования в исследуемом регионе, были опубликованы в работах Вилесова, Уварова (2001), Кузьмиченка (2003), Hagg и др. (2005), Aizen и др. (2006), Narama и др. (2018), Kutuzov (2012), Aizen и др. (2007), Эрменбаева Б.О. (2006-2023) [37, 38, 41, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

Для наземных экспедиционных исследований района оледенений, оптимальным временным промежутком является узкий интервал с начала

июля по август. Поэтому на столь обширной территории, как хребет Тескей Ала-Тоо, за один полевой сезон возможно детальное изучение ряда сегментов репрезентативного участка. Дистанционный мониторинг за состоянием ледников всего хр. Тескей Ала-Тоо позволяет оценить столь обширную территорию оледенения.

С середины 1980-х годов, благодаря двум международным проектам, направленным на изучение колебаний ледников - Всемирной службе мониторинга ледников (WGMS; Haerberli и другие, 2000) и Глобальным измерениям наземного льда из космоса (GLIMS; Bishop и др., 2004) - роль спутникового мониторинга ледников получила широкое признание [37, 38, 41, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

Определение геометрических характеристик ледников по данным дистанционного зондирования (ДЗ) дополняется данными полевых, наземных, высокоточных, альтернативных, прямых гляциологических исследований. Методы ДЗ позволяют получить многолетние серии данных и выявить эволюцию ледников, сопоставляя их с трендами изменения климата.

В исследовании динамики конфигураций геометрических параметров ледников используются космические снимки и цифровые модели рельефа (ЦМР). На основе данных ДЗ с применением геоинформационных систем (ГИС) для полевых работ проводился выбор 3 типов карт с объектами: полигональных, точечных, линейных. На космических снимках определялись границы контуров распространения нивально-гляциальных образований, выделялись полигональные объекты, оценивались площади, определялись периметры, центры координат объекта. [37, 38, 41, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

В процессе дистанционного зондирования (ДЗ) точечный тип включается в базу данных в различных форматах: десятичные градусы, градусы-минуты-секунды, а также в метрических координатах проекции. На картографических картах выносятся точки, обозначающие нижнюю и верхнюю границы открытой части ледника. Линейный тип данных в ДЗ используется для

определения длины ледника. Объединение трёх типов измерений ДЗ позволяет рассчитать среднюю границу ледника, его высоту, крутизну склона, угол наклона, а также высоты и длины различных его частей.

Главная цель этих исследований - получение наиболее достоверной и точной оценки динамики деградации площади ледников на примере хребта Тескей Ала-Тоо. Для этого используются данные дистанционного зондирования ДЗ, сопряженные с геодезическими, геофизическими, гидрометеорологическими данными и аэрофотоснимками.

Выборка информации дистанционных данных для дешифрирования границ ледников, требует серии следующих факторов:

Выборка информации дистанционных данных для дешифрирования границ ледников требует учета ряда важных факторов [37, 38, 41, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178]:

1. Пространственное разрешение снимков: проекция пикселя на поверхность Земли (м/пикс), [Hagg et al., 2013] определяющая различимость объектов.

2. Дата съемки: важность даты съемки связана с сезонными изменениями в оледенении [Книжников и др., 1982].

Наиболее информативными считаются снимки, сделанные в конце периода абляции, когда ледниковая часть наиболее открыта, а снег на склонах отделен от зоны аккумуляции.

3. Облачность: необходимо выбирать снимки с наименьшей или вовсе отсутствующей облачностью.

В работе использована серия космоснимков различных срезов времен:

1) в цифровом формате TIFF высокого разрешения аэрофотоснимки, охватывающие период с 1967, 1977, 1988 гг.

2) для востока хр. Тескей Ала-Тоо топокарты масштаба 1:25000 по состоянию на 1965-1977 гг.

3) Landsat TM, ETM + Landsat 1-5 1977 г, Landsat -5 1990 -2006 гг., Landsat-7 1999-2000 гг., Landsat-8 2017 г, Skysat-2018 г., Sentinel-2 2019, 2020

гг., спутниковые снимки с высоким разрешением, космоснимки – 3, 10, 15 и 30 метров/пиксель. (Список космоснимков см. в приложении 1).

4) Landsat, Sentinel-2 получены с сайта Геологической Службы США USGS - <https://earthexplorer.usgs.gov/>, космоснимки.

В работе на период максимума абляции и минимума облачности использовались спутниковые изображения 1977-2020 гг.

Автором снимки «Landsat» преобразованы в композиции RGB с набором комбинаций каналов 5, 6, 4 - ближнего, среднего инфракрасных каналов, красного видимого канала.

Разрешение изображений увеличено до 15 м/пиксель с использованием 8-го панхроматического канала, снимки «Sentinel-2» увеличены до 10 м/пиксель.



Рисунок 2.3. Фрагмент спутникового снимка бассейна реки Чон-Кызыл-Суу, ледник Кара-Баткак. Sentinel - 2, дата съемки 26.08.2019.

Для опорного бассейна реки Чон-Кызыл-Суу условные обозначения рисунков и нумерация ледников соответствуют нумерации и условным обозначениям Каталога ледников СССР (КЛС).

С анализом полученной ДЗ информации и с помощью программы ArcMap_10 проведены дешифрирования ледников. Используются данные 8 космических аппаратов Landsat 7 и 8. Landsat 7 запущен в 1999 г., его отличительной особенностью является многоспектральная камера ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus), но с 2003 года качество данных снизилось из-за механической неисправности спутника, однако используемые в работе данные сняты несколько ранее – в 1999-2000 гг. Landsat 8 был запущен в 2013 году. Он получил многоканальный сканирующий радиометр OLI и сканирующий двухканальный инфракрасный-радиометр TIRS.

OLI позволяет получать панхроматические изображения земной поверхности с максимальным разрешением 15 м/пикс, мультиспектральные данные с разрешением 30 м/пикс (<http://landsat.usgs.gov/>). Семейство спутников Copernicus Sentinel-2, запущенных ESA (Европейским космическим агентством, <https://esa.int>) в рамках программы GMES (Global Monitoring for Environment and Security). [37, 38, 41, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 119, 124, 133 - 178].

Первый спутник, Sentinel-2A, был запущен 23 июня 2015 года, второй – Sentinel-2B – 7 марта 2017 года. Sentinel-2, фрагмент снимка бассейна реки Чон-Кызыл-Суу (см. Рис. 2.3.), дата съемки 26.08.2019, оснащены оптико-электронным мультиспектральным сенсором для съемки в 13 каналах с разрешением от 10 до 60 м.

Изменение площади ледника – один из наглядных показателей его эволюции. Чтобы определить точность ручного дешифрирования границ ледников, автором была выполнена повторная обрисовка конфигурации нескольких ледников, в том числе, и стационарного ледника Кара-Баткак, на изображениях разного типа. Например, для определения границы ледников по состоянию одного года использовались несколько снимков с разными датами съемки. В целом, в процессе наведения максимально точной границы ледников было установлено, что погрешность определения их площади составляет менее 5%. Ранее по аналогичной методике были проведены

работы по определению погрешности вычислений площади ледника, в результате которых были получены погрешности на уровне 3-5% [60].

В программных средах возможно автоматическое дешифрирование границ ледников, где требуется ручная корректировка и доводка [64].

Для достижения максимальной точности рекомендуется выделять границы ледников вручную, особенно когда количество ледников невелико [65]. Оценки исследователей [66, 67] подтверждают, что ручной способ оконтуривания, основанный на опыте автора, является наиболее точным методом для определения границ ледников.

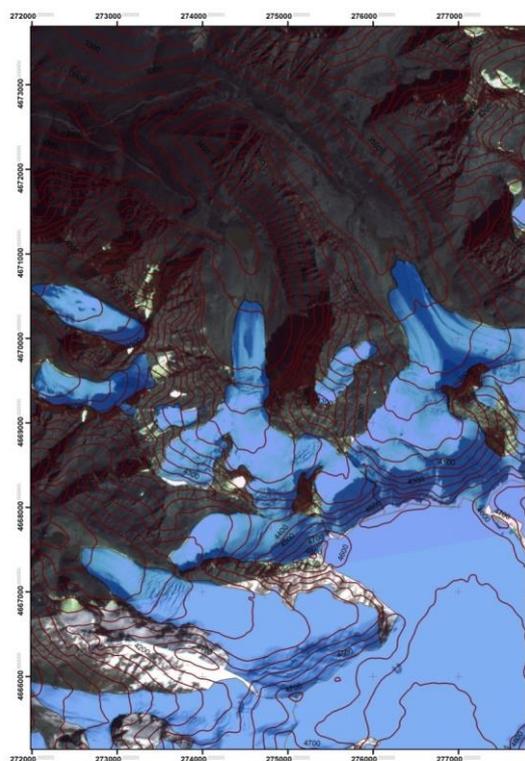


Рисунок 2.4. Космоснимок с изолиниями ручного выделения границ ледников верхьях бассейна реки Чон-Кызыл-Суу (в центре видно опорный ледник Кара-Баткак) по снимку Skysat, 2018 г. разрешение снимка 3 м/пикс.

Несмотря на обширную территорию оледенений хребта Тескей Ала-Тоо, автором выполнено ручное оконтуривание границ ледников. Полученные контуры конфигураций ледника использовались для анализа изменений их геометрии (см. Рис. 2.4.) [37, 38, 41, 61-67, 78, , 119, 124, 133 - 178].

Ручное дешифрирование ледников всего хребта Тескей Ала-Тоо по состоянию на 2019-2020 годы представлено (см. Рис. 2.5.).

Основная проблема данного метода заключается в точном определении границ ледника по снимку. Первая основа трактовки границ ледника была заимствована из «Руководства по составлению Каталога ледников СССР» [1966] [41, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 133 - 178].



Рисунок 2.5. Космоснимок расположения ледников на хр. Тескей Ала-Тоо по состоянию 2019-2020 года выделены синим цветом и показаны на космоснимке Google Earth.

Граница ледника в области питания практически включает области, занятые оледенелыми склонами. Эта граница определяется по возможности в малоснежные годы с теплым летом. При этом возможно преувеличение площади за счет включения в ледник практически неподвижных, примерзших к склонам тонких снежников. Граница между ледниками и снежниками в области абляции проводится по различиям в тоне изображения: снежники на склоне гораздо светлее и по излому профиля.

При дешифрировании границ ледника возникает задача, включать ли фирново-ледяную облицовку склонов в состав ледника.

До сих пор отсутствует единый подход к решению этой задачи, существуют различные воззрения.

В.А. Кузмиченко [1989] включал в площадь ледников не только заснеженные участки, но и фирново-ледяную облицовку склонов, независимо от их пространственного положения в долине. [2, 55, 68, 128, 133 - 178].

В то же время, Г.Б. Осипова и другие исследователи в [2005] в своей методике по унификации исследований колебаний ледников по данным дистанционного зондирования фирново-ледяную облицовку склонов также включают в состав ледника, но оценивают её отдельно.

В практике зарубежных исследователей оледенелые склоны часто включаются в площадь ледника [70].

При составлении каталога ледников Randolph Glacier Inventory (RGI) используется вышеописанная методика в практической деятельности [71].

Для возможности корректного сравнения результатов, автор, следуя рекомендациям [Руководства..., 1966] и методике составления каталога RGI, включает оледенелые склоны, которые сливаются с областью питания.

Наряду с задачами оконтуривания области питания, возникают сложности с корректной дешифровкой языка ледников. По космическому или аэрофотоснимку трудно выделить границу на замороженных участках ледникового языка, так как зачастую поверхностная морена визуально сливается с конечной [41, 79, 90, 92, 115, 133 - 178].

В таких случаях, по рекомендациям [Руководства..., 1966], следует выделять границу, ориентируясь на особенности рельефа: провалы и резкие перегибы, которые отделяют выпуклую замороженную часть языка от боковых или конечных морен. [41, 79, 90, 92, 115, 133 - 178].

Из общих задач дешифрирования границ ледников по данным дистанционного зондирования автор выделяет наиболее научно обоснованные и значимые аспекты [41, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 133 - 178]:

- съемка проводится в разное время суток, в результате чего тени могут закрывать разные участки склонов.
- исследование крутых склонов осложнено зачастую существенными искажениями рельефа на изображении [60].
- сложность отделения сезонного снега от слоя фирново-ледяной облицовки.
- субъективный и индивидуальный подход исследователя.

Площади ледников рассчитывались автоматически с помощью инструментария программы ArcGis 10. Программа позволяет получить площадь ледника-полигона, то есть ортогональной проекции на плоскость. Однако, рассматриваемые опорные ледники относятся к долинным, поэтому фактическая площадь от ортогональной отличается незначительно.

2.4. Метод метеорологических наблюдений на ледниках

Метеорологические наблюдения проводились с целью определения состояния и развития естественных метеорологических явлений и процессов в атмосфере при их взаимодействии с другими компонентами природной среды, включая определение климатических характеристик.

Отрицательное влияние изменения климата на площадь оледенения в горных экосистемах различается по темпам и характеру в разных горных регионах мира. В регионе Центральной Азии, расположенном в центре материка в аридной зоне и удалённом от влажных океанических атмосферных потоков, основными задачами являются оценка влияния метеорологических параметров на деградацию ледников.

К методам изучения физических процессов, контролирующих массо - и энергообмен между атмосферой и ледниками, что определяет их таяние, относятся измерение метеорологических и балансовых характеристик ледника с высоким разрешением и количественная оценка составляющих теплового баланса ледниковой поверхности.

Измерения получают с помощью автоматических метеостанций (АМС), которые устанавливают непосредственно на ледниках.

На ледниках Кыргызского Тянь-Шаня такие исследования единичны.

Один из таких оснащённых современным автоматизированным прибором ледников — ледник Кара-Баткак, расположенный в бассейне реки Чон-Кызыл-Суу.

Используются данные как действующих в настоящее время, так и ранее существовавших метеостанций: Кызыл-Суу (Покровка), МС Тянь-Шань. Длительные наблюдения в бассейне р.Чон-Кызыл-Суу за метеорологическими параметрами и атмосферными явлениями проводятся с помощью специальных приборов на метеорологических площадках: МС Кызыл-Суу (1740 м, с 1951 г.); ГМС Чон-Кызыл-Суу (2550 м, с 1948 г.); МС Кара-Баткак (3300 м, с 1956 г.) и МС Кара-Баткак (3415 м, с 1956 г.).

На указанных выше метеостанциях проводятся метеорологические измерения в стандартные сроки с дискретностью в 3 ч. на следующей классической не автоматизированной аппаратуре:

- Термограф для непрерывной регистрации температуры воздуха;
- Барометр для измерения атмосферного давления;
- Гигрограф для непрерывной регистрации влажности воздуха;
- Анеморумбометр (или флюгер) для измерения скорости и направления ветра;
- Суточный осадкомер Третьякова для измерения количества осадков.

В бассейне реки Чон-Кызыл-Суу метеорологические наблюдения были усилены нами установкой автоматических метеостанций (АМС) в следующих локациях: Кара-Баткак (3420 м); Кара-Баткак (3300 м); Чон-Кызыл-Суу (2555м) (см. Рис. 2.4-2.7.).

Дискретность круглосуточных измерений на установленных автоматических метеостанциях составляет 60 минут.

Результаты наблюдений классических (аналоговых) 43 метеорологических станциях и постах при их сравнении с АМС обладают достаточной степенью точности и достоверности.

2.4.1. Метод измерений температуры и влажности воздуха, осадков, снежного покрова и его распределения

Температурный режим любой горной системы является весьма сложным для анализа, поскольку:

- Во-первых, он испытывает макро-, мезо- и микро масштабное влияние горных сооружений.

- Во-вторых, метеорологические станции расположены в разных условиях рельефа, и поэтому их данные мало сопоставимы за разные периоды года.

В целом, горы весной и летом поставляют тепло в атмосферу. Это положение хорошо подтверждается для Тянь-Шаня вертикальными разрезами, на которых ясно прослеживается купол изотерм над горами до высоты 5—6 км над уровнем моря [73].

На указанных высотах атмосфера над горами оказывается холоднее, чем над равниной, благодаря динамическому влиянию горных систем, создающих восходящие движения воздуха.

Зимой, когда горные системы покрыты снегом, они оказываются крупномасштабными источниками холода.

При этом, радиационное выхолаживание не распространяется вверх, и на уровне хребтов температура воздуха над горами оказывается схожей с температурой воздуха над равниной, на аналогичной высоте.

Для мониторинга температуры и влажности воздуха на леднике Кара-Баткак в 1956 году, на высоте 3415 метров была установлена метеорологическая будка с недельными термографами и гигрографами, с помощью которых велись наблюдения до 1998 года.

Наблюдения были восстановлены в 2008 году и продолжались в течение всего периода абляции. В сентябре 2016 года на высоте 3300 метров была установлена автоматическая метеостанция WUSH-2010 (Jiangsu Radio Scientific Institute Co., Ltd) на месте ранее существовавшей в 1961-1983 годах аналоговой метеостанции УГМС Киргизской ССР (см. Рис. 2.6. – 2.9.).

На леднике Кара-Баткак, на высоте 3500 метров, в 2014 году был установлен суммарный осадкомер.

В июле 2017 года на высоте 3400 метров на леднике была установлена автоматическая метеостанция (АМС) Campbell Scientific, оснащенная ультразвуковым регистратором понижения тающей поверхности Sonic Ranger и видеокамерой, работающей в режиме онлайн (см. Рис. 2.7.).

На гидрометеостанции Чон-Кызыл-Суу, расположенной на высоте 2555 метров, в 2012 году была установлена и продолжает функционировать АМС Vaisala и Li-cog с 3D акустическим анемометром и газоанализатором. С 2017 года здесь также работает АМС Campbell Scientific (см. Рис. 2.8.), оборудованная ультразвуковым регистратором понижения тающей поверхности (Sonic Ranger), видеокамерой, работающей в режиме онлайн, и регистратором водного эквивалента снега (Snow Water Equivalent sensor CPU) [41, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 133 - 178].



Рисунок 2.6. АМС WUSH-2010 на Кара-Баткаке.

Рисунок 2.7. АМС Campbell Scientific на леднике Кара-Баткак.



Рисунок 2.8. Фотодокументы ГМС Чон-Кызыл-Суу: AMC Vaisala, Li-cor и Campbell Scientific с SWE, 2555 м.

Использовались одинаковые приборы для наблюдения на всех пунктах, следуя единой методике. Наблюдения проводились в строго определенные сроки и согласно 44 последовательностям.

Количество выпавших осадков и наблюдение за состоянием почвы проводятся в 08:00 и 20:00 по декретному времени. В 08:00 декретного времени ведутся наблюдения за снежным покровом [74].



Рисунок 2.9. Фотодокумент. Метеорологическая будка с суточными самописцами температуры и влажности воздуха на леднике Кара-Баткак.
Рисунок 2.10. ГМС Чон-Кызыл-Суу.

Датчики современных АМС достоверны и точны, в случае выхода из строя они легко заменяются.

Современные АМС могут измерять метеорологические величины с высокой временной частотой, вплоть до нескольких секунд, без участия наблюдателя, что открывает возможности для всестороннего анализа временной структуры метеорологических временных рядов.

Получаемая с АМС информация обычно представляет собой совокупность синхронизированных временных рядов метеорологических величин.

Поэтому параллельно с развитием систем измерения совершенствовался и математический аппарат, используемый для анализа временных рядов, получаемых от АМС.

Анализ временных рядов, использованный в работе, это совокупность математико-статистических методов анализа, предназначенных для выявления структуры временных рядов и для их прогнозирования.

На сегодняшний день собраны обширные объемы данных, которые позволяют провести их тщательный статистический анализ. Современные статистические расчеты, особенно для больших массивов данных, невозможны без использования специализированных программных пакетов.

Среди них выделяются пакет «Statistica» и табличный процессор «Microsoft Excel», библиотека которого содержит 78 статистических функций, достаточных для большинства стандартных методов статистической обработки данных [74].

Использование АМС общего назначения повышает надежность метеорологической информации благодаря использованию новых технологий и обеспечению объективности результатов наблюдений и их обработки. 45 разновидностей, значительно уменьшают ошибки, возникающие при ручном вводе и анализе данных."

АМС позволяют получать метеорологические данные в труднодоступных и малообжитых районах.

Станция имеет модульное строение, поэтому существует возможность расширять число датчиков в зависимости от поставленных задач.

Датчики и промежуточные измерительные преобразователи устанавливались нами на метеорологической площадке в соответствии с требованиями [74] для измерений: параметров ветра, температуры и влажности воздуха, атмосферного давления, солнечной радиации, температуры поверхности почвы, температуры почвы, атмосферных осадков, метеорологической оптической дальности, высоты нижней границы облаков.

Осадки. Наиболее характерная особенность распределения атмосферных осадков в любой горной системе — это их сложная и неоднозначная зависимость от макро- и мезорельефа.

Ориентированность основных хребтов, их высота, компактность, взаимное расположение, степень расчлененности и другие факторы играют большую роль в определении количества выпадающих осадков.

Сезонное распределение осадков зависит от характера циркуляции воздушных масс, но также связано с высотой местности.

Особое значение имеет изучение внутригодового распределения осадков, времени их концентрации на ледниках, а также соотношение между твердыми и жидкими осадками, что важно для оценки процессов формирования снежного покрова, абляции и ледникового стока.

В бассейне реки Чон-Кызыл-Суу и на леднике Кара-Баткак для измерения суточных осадков в теплое время года используется осадкомер Третьякова. Для определения количества твердых осадков применяются суммарные осадкомеры, установленные на леднике на высоте 3280 м (см. рис. 2.11.). Также, суммарный осадкомер установлен на метеостанции ГМС Чон-Кызыл-Суу на высоте 2550 м.

Осадки с суммарных осадкомеров снимаются ежемесячно в теплое время года, а в холодное — дважды: в октябре и в мае. Осадкомер состоит из коллектора над воронкой, соединенной с контейнером, объем которого достаточен для сезонного сбора атмосферной влаги.



Рисунок 2.11. Фотодокумент. Суммарный осадкомер на леднике Кара-Баткак
Основным источником приходной части бюджета ледника являются атмосферные осадки, выпадающие в холодный период года.

Осадки увеличиваются с высотой, что объясняется условиями атмосферной циркуляции и общим законом снижения температуры воздуха с высотой. Вместе с измерением твердых осадков на леднике Кара-Баткак, проводятся снегомерные работы, включающие измерение толщины, плотности и запасов воды в снежном покрове.

Снегомерные работы. Снегомерные работы и исследования осуществлялись с целью получения данных о пространственном распределении снежного покрова, его динамике накопления и продолжительности залегания, а также о количестве талой снеговой воды, формирующейся весной.

Снегомерные работы на леднике Кара-Баткак проводятся ежегодно в мае-июне, в период сезонного максимального снегонакопления, и в начале осени для измерения толщины оставшегося сезонного снега в верхних частях ледника. Зона аккумуляции ледника расположена на высотах более 4000 метров. Весной эта зона становится труднодоступной для мониторинга из-за сложного рельефа, включая ледопады, ледниковые трещины и снежные лавины. Снегомерные работы выполнялись посредством пошагового измерения толщины снежного покрова и ее контроля в шурфах.

В ходе проходки шурфов проводилось определение плотности снега.

Схема расположения суммарных осадкомеров, шурфов, абляционных реек и точек зондирования снежного покрова на леднике Кара-Баткак (см. Рис. 2.12.). Методом зондирования снеголавинным зондом определялась толщина снежного покрова. Для контроля толщины снежного покрова и определения плотности снега выполнена проходка шурфов. Измерение плотности снега проводилось с использованием стандартного весового снегомера - плотномера ВС-43. Плотность снега в каждом измерительном пункте рассчитывалась путем деления массы взятой пробы снега на её объем.

Объем пробы снега определяется по произведению площади поперечного сечения цилиндра снегомера 50 см^2 на высоту отобранной пробы, с измерением ее величины на шкале цилиндра $50 \times h, \text{ см}^3$. Плотность исследуемого образца из снежного покрова оценивается по формуле:

$$g = m/10 h \quad , (2.6.)$$

где g – плотность снега, m – отсчет по линейке весов, h – средняя высота снежного покрова.

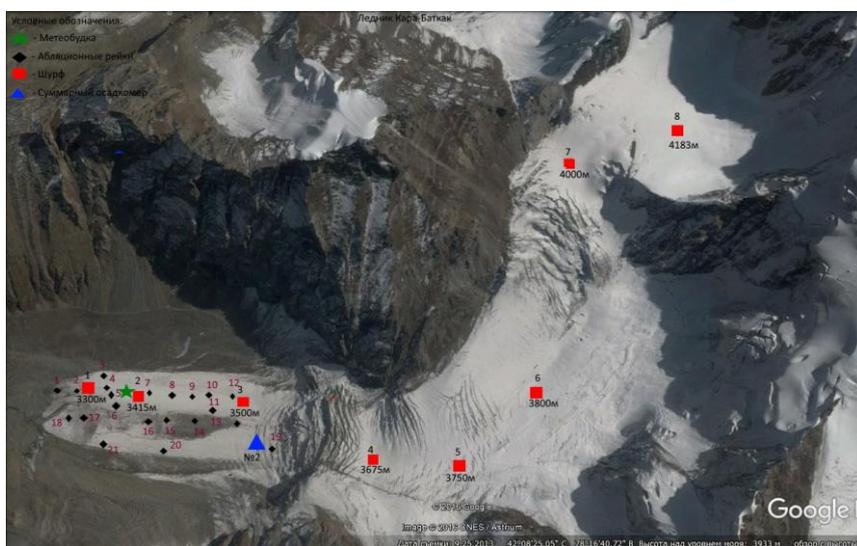


Рисунок 2.12. Спутниковая фотокарта-схема расположения мониторинговых сетей из абляционных реек, шурфов, метеобудки и осадкомера на леднике Кара-Баткак.

Точность оценки плотности снега достигает сотых долей грамма на кубический сантиметр. Она рассчитывается путём деления массы снега (m) на 10, умноженную на его толщину (h), и результат определяется до третьего десятичного знака. Затем значение округляется до второго десятичного знака и записывается в полевой дневник.

Шурфы копались на леднике, на выбранном участке в 8 снегомерных пунктах, расположенных на высоте от 3300 до 4100 м.

Снегомерная съемка проводилась с 2007 г., а с 2013 г. - по всей поверхности на языке леднике Кара-Баткак.

Определение запаса воды на каждом участке и в снегомерных точках оценивалось в камеральных условиях. Толщина снежного покрова при зондировании ледников была измерена в соответствии с инструкцией по снегомерным работам первого класса точности, согласно которой на 1 км² участка снегомерных работ распределяется 80 точек зондирования. Расстояние между точками снегомерных замеров и зондирования составляет 80 метров, что эквивалентно 100 шагам.

Между ледопадами, измерения снежного покрова проводились в безопасных и доступных для проходки шурфов участках местности. Географические привязки — координаты и высоты расположения снегомерных пунктов замерялись с помощью современных полевых ручных GPS-приборов.

На леднике Кара-Баткак снегомерные съемки проводились в сезон максимального снегонакопления (май-июнь) и в начале осени, чтобы оценить количество оставшегося в верхней зоне ледника сезонного снега.

2.5. Методы гидрологических наблюдений

Автором, в последние годы гидрологические измерения проводились в бассейне р. Чон-Кызыл-Суу (г/п Кашка-Тор устья) и Кашака-Тор (г/п Кашака-Тор исток).

Исследуемый в Иссык-Кульской котловине бассейн р. Чон-Кызы-Суу находится на северном склоне хр. Тескей-Ала-Тоо и относится к типичным горным ущельям с резкими уклонами, турбулентным течением рек и большими перепадами высот на гребне хребта, начиная от 1607 м. от уровня озера и до 3700-4300 м, при водораздельной части горного сооружения.

Гидрологические наблюдения систематически осуществлялись в бассейне реки Чон-Кызыл-Суу сотрудниками Тянь-Шанской физико-географической станции (ТШФГС) на пяти гидрометрических створах, оборудованных на притоках реки Чон-Кызыл-Суу с 1954 по 1968 год. Створы расположены в интервале высот 2550-3300 метров в верхней зоне исследуемого бассейна.

В исследуемом бассейне одновременно проводились измерения на двух гидрометрических створах УГМС Киргизской ССР, а именно Лесной кордон с высотой размещения 2000 метров над уровнем моря и Кашка-Тор, с отметкой в устье реки на 2550 метров.

Основным фактором, определяющим величину годового стока, является температура воздуха. В питании рек исследуемого бассейна реки главную роль играют воды, полученные от таяния ледника, Кара-Баткак. Мониторинг и наблюдения на гидрометрическом створе Кашка-Тор-исток на высоте 3260 м велись в период с 1956 по 1969 годы.

В 2013 году нами были восстановлены гидрологические наблюдения на этом створе и в 2015 году на Кашка-Тор-устье.

На этих створах были установлены автоматические датчики уровня воды-логгеры, также ведутся наблюдения за уровнем по сваям и периодически измеряется скорость воды.

Результаты наблюдений на гидрометрических створах использовались для построения гидрографов стока исследуемой реки. Гидрологические наблюдения в основном осуществлялись в замыкающем створе водосбора. Гидрограф половодья многомодальный:

а. Первый пик – снеговой, производный от таяния сезонного снега, накопившегося в горах за холодный период (октябрь-май).

б. Ледниковый сток – обусловлен таянием ледника, на который накладываются отдельные пики выпавших атмосферных осадков в теплый период года (июнь-сентябрь).

Река Кашка-Тор вытекает из небольшого приледникового озера, расположенного у ледника. Сток зарегулирован: талая вода сначала попадает в озеро, а затем в реку.

Однако из-за небольшой глубины и объёма озера, уровень воды в озере и реке синхронизируется, что свидетельствует о тесной связи между ними. Для генетического вертикального расчленения гидрографа стока на источники формирования жидкой фазы была заимствована расчётная методика Г.Н. Голубева [75].

Величина каждого источника питания выражается в слое стока (мм) с поверхности (площади) водосбора.

Среднесуточный расход воды переводится в слой стока h по формуле:

$$h = QT/F \cdot 10^3 \quad , \quad (2.7.)$$

где Q - среднесуточный расход воды, м³/с, T - число секунд в расчетном периоде, F – площадь водосбора, км².

Расчёт слоя стока осуществляется по среднесуточным расходам воды, который затем суммируется за период снегового половодья до июля, и ледового за июль-сентябрь.

Дождевое питание определяется как сумма всех осадков, выпавших на поверхность ледника в период с июня по сентябрь.

Измерение расходов и уровня воды на Гидропосту Кашка-Тор исток проводилось в соответствии с Инструкцией [75].

Указанная процедура включает в себя подробные методики для точного и надежного сбора данных о гидрологических параметрах, что позволяет получить достоверную информацию о гидрологическом режиме реки.

2.5.1. Метод измерения уровня и расходов воды на гидрологическом посту р. Кашка-Тор

Уровень воды. Уровень воды в реке измеряется с помощью переносной водомерной рейки. Эта рейка устанавливается на головке сваи, расположенной под водой и ближайшей к берегу. Наблюдатель отсчитывает уровень воды по рейке над головкой сваи, измеряя его в сантиметрах. Полученное значение записывается в полевую книжку наблюдений за уровнем воды. Затем к измеренному значению добавляется приводка данной сваи, чтобы получить уровень воды над «0» графика поста. Этот метод позволяет точно определить уровень воды в реке, что является ключевым фактором для оценки гидрологических условий и понимания динамики водных ресурсов:

$$H = h_{\text{приводка}} + h, \quad (2.8.)$$

Наблюдения за уровнем воды. Наблюдения за уровнем воды осуществляются дважды в сутки: в 8 часов утра и в 20 часов вечера. Для расчета среднесуточного уровня используется среднее арифметическое двух срочных измерений. Пример:

- 15 мая, 8 часов утра: отсчет по свае 1 - 15 см, приводка сваи - 30 см, уровень над «0» графика составляет $15 + 30 = 45$ см. 15 мая, 20 часов вечера: отсчет по свае 1 - 21 см, приводка - 30 см, уровень $-(21 + 30) = 51$ см. Средний суточный уровень: $(45 + 51) / 2 = 48$ см.

Все данные наблюдений за уровнем воды записываются в полевую книжку ежедневно, сразу после проведения измерений.

По окончании месяца составляется таблица среднесуточных уровней воды за этот период.

Используемая стандартная переносная рейка, сделана из металлической трубы, которая имеет длину 100 см и деления через каждый сантиметр.

Наблюдения за уровнем начинаются сразу после установки свай, без ожидания их нивелировки. В полевые таблицы наблюдений за уровнем пока записываются только отсчеты уровня по свае без приводки.

После нивелировки свай уровни воды будут привязаны к «0» графика, и тогда можно будет выполнить обработку уровней с учетом приводки.

2.5.1. Метод измерения уровня и температуры воды в моренном озере Кара-Баткак

Температура воды в последние 8 лет по инициативе автора измерялась систематически в период полевых работ, до пяти раз в сутки, в прибрежной части озера Кара-Баткак, на створах стока воды из озера и на границе таяния ледника, питающего данное озеро. Для измерения уровня воды в озере и наблюдения за его изменениями у сброса воды перед переливом была установлена специальная рейка с шкалой измерения в сантиметрах. Измерения динамики уровня воды по зеркалу водной поверхности проводились одновременно с измерениями температуры воды. [41, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 133 - 178].

Выводы по главе 2:

1. В исследовании использованы различные методы для изучения гидролого-климатических характеристик и оценки баланса массы ледников. Эти методы включают дистанционное зондирование, гляциологические наблюдения и метеорологические измерения, что обеспечивает комплексный подход к изучению ледников.

2. Особенности методов гляциологических наблюдений обсуждаются в контексте определения баланса массы ледника. Применение техник

дистанционного зондирования позволяет получать данные о ледниках без непосредственного контакта, что особенно ценно в труднодоступных регионах. Методы метеорологических наблюдений на ледниках включают измерения температуры, влажности воздуха и осадков, что является ключевым для понимания климатических условий в регионе.

3. Базовые методы измерения температуры и влажности воздуха, а также количества осадков и характеристик снежного покрова, включая его распределение, описываются подробно. Эти данные необходимы для анализа климатических условий и их влияния на ледниковый баланс.

4. Описываются особенности применяемых методов гидрологических наблюдений, включая измерения уровня и расходов воды на примере гидрологического поста реки Кашка-Тор. Автор также проводил измерения уровня и температуры воды в моренном озере Кара-Баткак в течение последних 8 лет, что позволяет получить ценные данные о состоянии ледникового питания и динамики водных ресурсов в регионе.

ГЛАВА 3. ИНТЕГРИРОВАННЫЙ МОНИТОРИНГ ОЛЕДЕНЕНИЯ ТЕСКОЙ-АЛА-ТОО СЕВЕРНОГО КЫРГЫЗСТАНА И РЕПРЕЗЕНТАТИВНОГО ЛЕДНИКА КАРА-БАТКАК В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Стадия развития оледенения характеризуется изменением его баланса массы, сокращаются периферийные их части и уменьшаются их массы и объемы. Исчезновение части оледенений весьма интенсивно проявились с половины 1970-х гг., что связано с изменениями климата и воздействующих негативно на ледники положительных температур. Кыргызстан расположен в Центральной Азии, где в условиях аридизации климата ледники деградируют, что ведет к изменениям количества ледниковой воды в стоке рек [1, 2, 5, 21, 22, 35, 38, 41, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 133 - 178].

По морфологическим показателям, ледники хребта Тескей Ала-Тоо обладают подобными свойствами и чертами, в связи с чем научно обоснованно ледник Кара-Батика, как наиболее инструментально имеющий длинный ряд наблюдений, выбран в качестве репрезентативного.

3.1. Мониторинг репрезентативного ледника Кара-Баткак

Наблюдения за температурным режимом, тепловым балансом, абляцией и режимом стока ледника Кара-Баткак начались в 1948 году [16]. В тот же год была проведена первая фото-теодолитная съёмка М.И. Ивероновой [76]. С 1957 года в долине реки Чон-Кызыл-Суу осуществлялись комплексные гидрологические и гляциологические работы в рамках программы Международного Геофизического Года, при этом ледник Кара-Баткак был выбран объектом постоянных масс-балансовых измерений.

Перед 21 веком комплекс наблюдений за оледенением и перигляциальной зоне включая геокриологические условия оказались приостановленными. Однако в 2007 году наблюдения за абляцией и накоплением снега на языковой части ледника были возобновлены. Также

продолжились наблюдения за температурой и влажностью воздуха в летний период с использованием самописцев, термографов и гигрографов.

Мониторинг с оценками масс-баланса на примере ледника Кара-Баткака были в 2013 году продолжены с восстановлением репрезентативных упущенных рядов [77].

Полученные высокоточные результаты оценки масс-баланса на примере репрезентативного ледника Кара-Баткак поступают из Кыргызстана в Цюрих (Швейцария), для обработки мониторинговых данных.

Приведены результаты наблюдений автора за период 2012-2021 гг., выполненные с использованием современных методов исследований, что позволило сравнивать результаты с полученными ранее данными по динамике энерго- и массообмена, осадков, температуры, стока воды на примере реки Кашка-Тор расположенной на хр. Тескей Ала-Тоо [41, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 133 - 178].

3.2. Мониторинг аккумуляции льда

Главными питающими ледники компонентами природной среды выступают атмосферные осадки. С ростом высоты, циркуляция атмосферы приводит к снижению температуры воздуха.

Например, изменчивость годовых выпадающих атмосферных осадков по р. Чон-Кызыл-Суу на разных абсолютных отметках показаны за период с 1956 по 2019 гг. (см. Табл. 4).

Максимальный роста выпадающих атмосферных осадков на каждый градиент в 100 м с высотой с 2150 до 2550 м., равен 38 мм., а при подъеме с 2550-до 3100 м уменьшается по величине 21 мм.

Снегомерные работы в 2021 году проводились в соответствии с той же методикой, что и в предыдущие годы с 2014 по 2020 гг. и выполнялись 2 раз в год: в конце сезона максимального снегонакопления и абляции.

На таблице 4 показаны изменение годовых сумм осадков (мм) выпадающих в высотных зонах в бассейне Чон-Кызыл-Суу за 1956/57-1967/68 и 2013/14-2018/19 гг.

Таблица 4. Годовые суммы осадков (мм) в высотных зонах в бассейне Чон-Кызыл-Суу за 1956/57-1967/68 и 2013/14-2018/19 гг.

Балансовые Годы	Осадки, мм			Балансовые годы	Осадки, мм		
	2150 м	2550 м	3300 м		2150 м	2550 м	3300 м
1956/57	535	646	770	1967/68	529	719	739
1957/58	570	773	913	1956/68	562	715	886
1958/59	588	828	1036				
1959/60	553	680	936	2013/14		385	442
1960/61	515	594	665	2014/15		702	726
1961/62	526	620	793	2015/16		773	1431
1962/63	542	708	815	2016/17		580	730
1963/64	757	883	1134	2017/18		565	
1964/65	508	598	876	2018/19		460	
1965/66	564	754	1015	2019/20		746	
1966/67	562	777	937	2020/21		566	
Среднее						597	832

Комплексная снегомерная съемка возобновилась в пределах распространения репрезентативного ледника Кара-Баткак с 27 апреля до 19 мая, а в средней зоне с 25 мая, в зоне аккумуляции – 3 сентября 2021 года. Схема расположения шурфов на леднике представлена (см. Рис. 3.1).

На графике (см. Рис. 3.2.) показаны полученные результаты оценки снегомерными работами оценки запасов воды в сезонном отношении за 7 лет (2014 по 2021 гг.), где максимум приходится на 2016/17 балансовый год.

Полученные данные, являются важными для понимания изменений в гидрологическом режиме ледника и могут служить основой для дальнейших исследований и мониторинга состояния ледников в регионе.

При обследовании ледника Кара-Баткак в 2027 г., выявили, что вследствие роста температуры воздуха до 5,4 °С, сезонный снег растаял, возросла абляция до величины 3065 мм в водном эквиваленте.

С ледника Кара-Баткак, гидрологические измерения на створе размещения гидропоса Кашкатор-Исток показал аномально высокий слой стока 10380 мм.

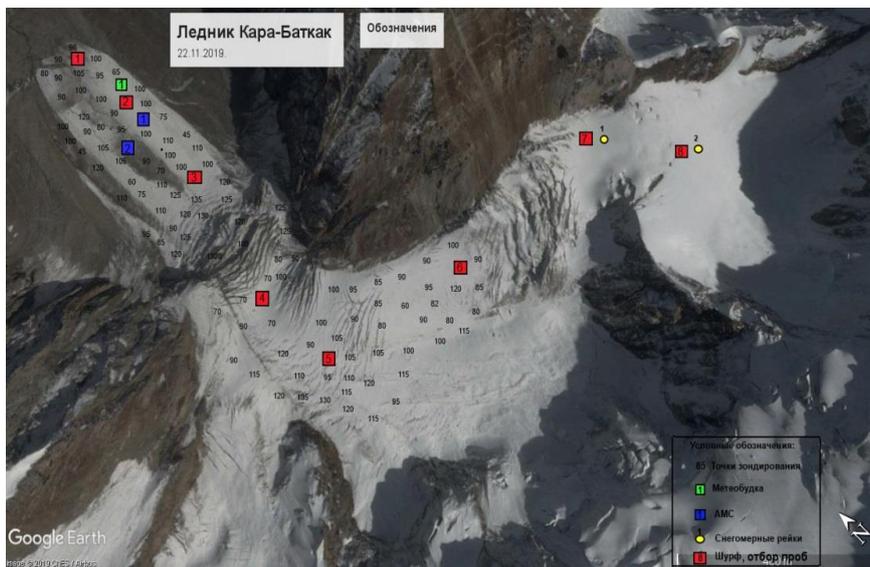


Рисунок 3.1. Спутниковая фотокарта-схема расположения шурфов, мест отбора проб снега, АМС, метеорологической будки, снегомерных реек и точек зондирования ледника Кара-Баткак.

На графике (см. Рис. 3.3) приведены изменения запасов воды в снеге по высотным положениям снегомерных шурфов за период 2014-2021 гг.

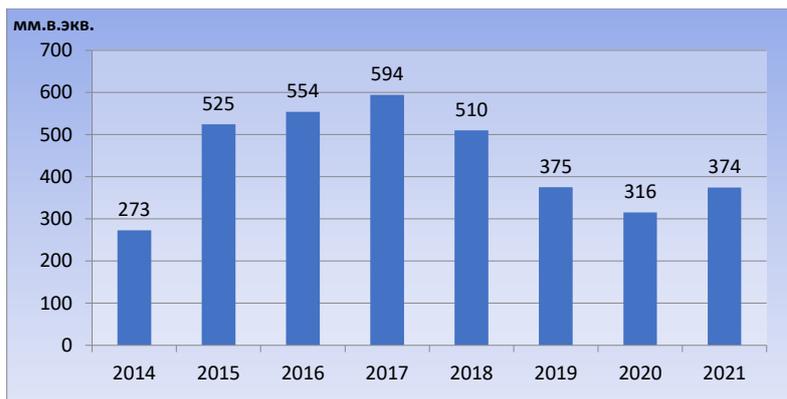


Рисунок 3.2. Гистограмма мониторинга изменения на репрезентативном леднике Кара-Баткак осредненных запасов воды от выпадения сезонного

снега на всей исследуемой площади в интервале высот 3370-4800 м за 2014-2021 гг.

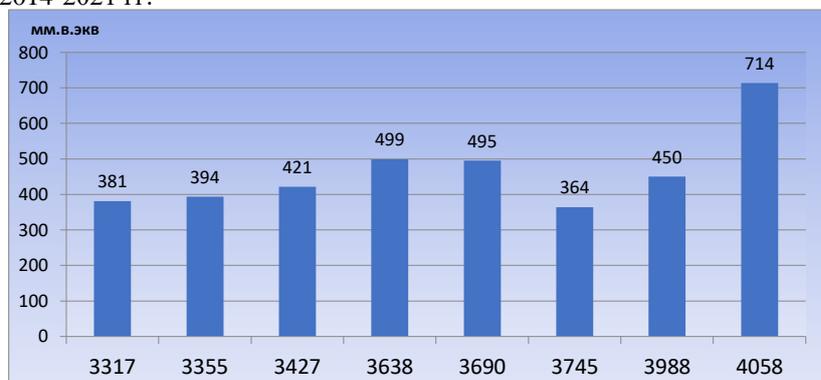


Рисунок 3.3. Гистограмма мониторинга изменения на леднике Кара-Баткак запасов воды по высотным градиентам в сезонно-выпавшем снеге за период снегомерных измерений с 2014 по 2021 гг.

3.3. Мониторинг абляции ледника

Солнечная радиация, относится к главным факторам динамики и величины абляции, контролирующем баланс массы ледника. Хребет Тескей Ала-Тоо имеет большие абсолютные высоты. Ледники как и сам хребет распространены субширотно, что благоприятно для процесса абляции.

Субширотная протяженность хребта Тескей Ала-Тоо длительность солнечного сияния 2500 - 2750 часов, увеличивает на 15-20% в отличие от равнины и радиационный баланс на ГМС "Тянь-Шань" достигает 1,68 кал/см² мин, а на леднике Кара-Баткак 1,53 кал/см² мин [79].

Температуру воздуха тесно связана с длинноволновой частью спектра радиационного баланса, а также с молекулярно-турбулентной проводимости воздуха и наличия в атмосфере водяного пара [80].

Лед обладает малой теплоемкостью в отличие от воды, сохраняет тепло длительно по времени. При таянии снега и льда, тепловая энергия расходуется также на испарение.

На леднике Кара-Баткак по данным Г.А. Авсюка [78], испарение за сутки достигает 0,084 мм, а конденсации - 0,216 мм.

Ветры увеличивают тепло- и влагообмен на поверхности ледников, при этом воздушные потоки радиационного баланса уменьшают абляцию, а конвективный ветер увеличивает [80].

Экстремальные максимальные расходы воды часто образуются в результате сочетания факторов быстрого таяния льда и роста стока с ледников, при аномальном выпадении теплого дождя. Ливневые дожди выпадают на поверхности ледников во время их активного таяния, что ведет к резкому росту стока воды.

В бассейне р. Чон-Кызыл-Суу, расход воды в истоке по данным гидропоста Кашка-Тор равнялся 2,02 м³/с, что превысило на 1-ую декаду августа месяца средние значения 1,3 м³/с, в связи с чем в бассейнах ближайших рек 3 августа 2013 года активизировались селевые процессы.

Температура воздуха, является функцией притока солнечной радиации, адвективного тепла, воздействия осадков и облачности, что позволяет найти прогнозируемый метеоэлемент В.Л. Шульца на 10°C роста положительной температуры и оценен до 7 мм таяния льда на ледниках [81].

Сбор данных динамики изменений температуры воздуха по метеостанции Кызыл-Суу в бассейне р. Чон-Кызыл-Суу с продолжительным рядом измерений нами был осуществлен с 1951 года по 2017 год, находящейся на абсолютной высоте 1740 м,

За 65-летний ряд измерений следует положительный тренд роста среднегодовой температуры воздуха (см. Рис. 3.4.) от 6,2°C до 7,5°C, что соответствует градиенту потепления в 0,02°C в год, и свидетельствует о достаточно высоком повышении температуры в бассейне р. Кызыл-Суу, что влияет на состояние и динамику ледников хребта Тескей Ала-Тоо.

При таянии снега и деградации горных ледников умеренных и субтропических широт основную роль играет солнечная радиация дающая до 80–90% тепла приходящегося на абляцию [82].

Установлена тесная связь между таянием ледников и температурой воздуха. Компоненты теплового баланса: длинноволновая радиация,

радиационный спектр, конвекция, баланс испарение-конденсация, позволяют получить информацию в целом о метеорологическом параметре [41, 61-67, 78, 79, 90, 92, 115, 133 - 178].

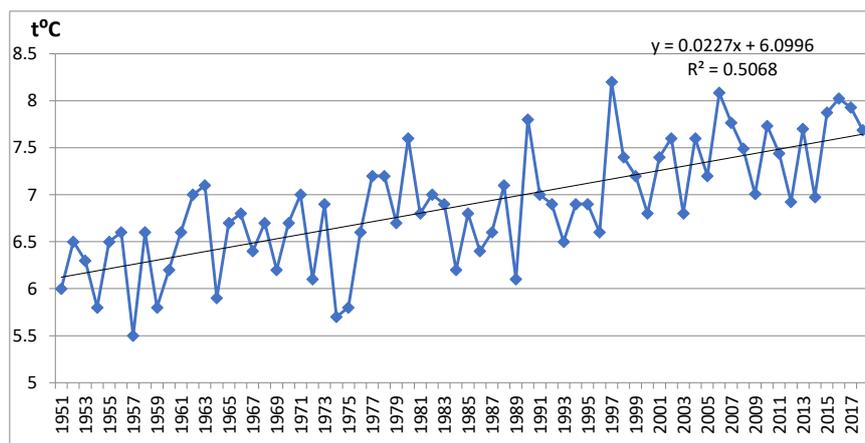


Рисунок 3.4. График хода среднегодовой температуры воздуха и её тренд по данным м/с Кызыл-Суу за весь период наблюдений - с 1951 по 2018 гг.

При одинаковом типе погоды малой облачности, солнечных днях, увеличивается температура за счет коротковолновой радиации B_k создается условие тепловой трансформаций воздуха.

Воздух нагреваясь от скал и моренного каменного материала, поднимаясь вверх достигает ледника с помощью долинных ветров и теплых воздушных потоков поступающих с прилегающих ближайших по ущелью горных склонов. Характерной в изменчивости температуры над ледником представляется процесс инверсии протекающей в течение всех суток.

Холодные, плотные воздушные потоки, у поверхности, снижают количество тепла поступающего из воздуха с поверхности ледника.

Выходы на поверхность участков суши, не покрытых снегом и льдом в дневное время приводит к нагреванию воздуха поступающего от разогретых солнечной радиацией скал и моренных комплексов.

Установлено, что температура воздуха является надежным индикатором интенсивности таяния, поскольку она тесно связана с большинством ключевых компонентов теплового баланса.

Температуру воздуха можно точно измерять на леднике, рядом с ним или экстраполировать данные от ближайшей метеостанции. Связь между температурой воздуха и абляцией ледников, как указывает А.П. Волошин [80], можно объяснить через температурный коэффициент таяния.

Коэффициент таяния показывает, темпы таяния ледника при росте температуры воздуха, как главный фактор определения воздействия климатических условий на характер развития ледников.

Температурный коэффициент стаявшего снега (льда) на 1°C средней суточной положительной температуры воздуха по Шульцу В.Л. колеблется от 5 до 7 $\text{мм}/^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут.}$, для снега на высоте 3400 м., на леднике Кара-Баткак составила 7,1 $\text{мм}/^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут.}$, во льду 8,0 $\text{мм}/^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут.}$, а при подъеме на высоту 3500 м 6,2 $\text{мм}/^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут.}$ [80].

Дополнительные исследования климатических условий и температуры воздуха в приземном слое проводилось на различных высотных поясах: в **предгорной** зоне Ала-Тоо на абсолютной отметке 1740 м. на М/С Кызыл-Суу, ГМС Чон-Кызыл-Суу 2550 м. **среднегорной** зоне, и с 1961 г. по 2018 гг. **высокогорной** зоне М/С Кара-Баткак 3280 м. [41, 78, 90, 92, 115, 133 - 178].

Изменения за 57 лет (1951-2018 гг.) среднегодовых температур воздуха достигли: МС Кара-Баткак $3,2^{\circ}\text{C}$, МС Кызыл-Суу $6,9^{\circ}\text{C}$, ГМС Чон-Кызыл-Суу $0,5^{\circ}\text{C}$. (см. Рис. 3.5.) показывают тренды о резком потеплении климата.

В бассейне р. Чон-Кызыл-Суу на МС Кызыл-Суу на абсолютной отметке 1740 м над уровнем моря с 1951 по 2018 год зафиксирован рост годовой температуры воздуха на $+1,5^{\circ}\text{C}$, что составило $0,022^{\circ}\text{C}$ в год.

На МС Чон-Кызыл-Суу на абсолютной отметке 2555 м., с 1948 по 2018 годы температура воздуха увеличилась на $+1,1^{\circ}\text{C}$, или $0,016^{\circ}\text{C}$ в год.

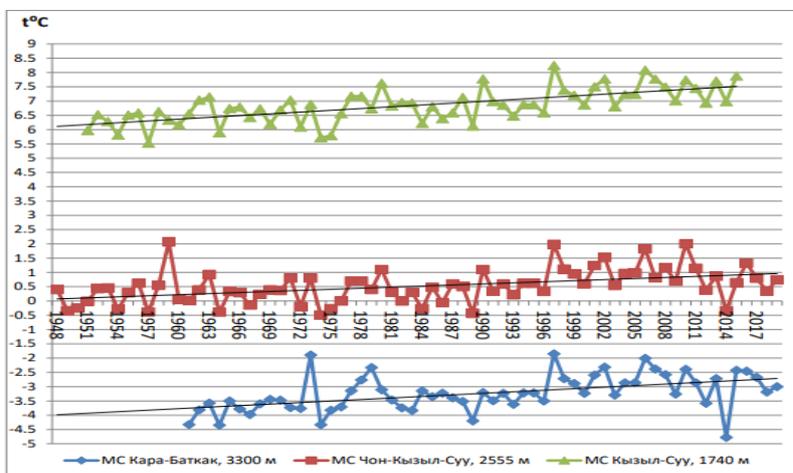


Рисунок 3.5. Сравнительные графики 3-метеостанций о данных колебаний по вертикальным зонам пояности гор, среднегодовых температур воздуха и их трендов в бассейнах р. Чон-Кызыл-Суу за 1961-2019 гг.

С 1961 по 2018 год на метеостанции Кара-Баткак на абсолютной отметке 3300 м зафиксировано увеличение температуры воздуха на $+1,2^{\circ}\text{C}$, т.е. выросло на $0,021^{\circ}\text{C}$ в год. На рисунке (см. Рис. 3.6.) представлены графики взаимосвязи однолетних температур воздуха в бассейне р. Чон Кызыл-Суу за период времени с 1961 по 2015 гг. по данным метеостанций расположенных на разных высотах и проведены линейно их тренды.

Выявлено, что максимальные показатели тренда и темпы увеличения температуры воздуха приурочены к самым нижним и верхним ярусам рельефа в исследуемом бассейне. Эволюция и режим развития ледников Тянь-Шаня зависит от распределения изменений термических условий с учетом эффекта сезонности для различных высотных поясов.

Сезонные изменения температуры воздуха в различных высотных зонах бассейна р. Чон-Кызыл-Суу измеренные с 1961 по 2015 годы приведены (см. Табл. 5), где видно увеличение в прибрежной зоне оз. Иссык-Куль летних температур воздуха, а также в нивально-гляциальной зоне превышает температуры, в сравнении с лесной зоной (см. Табл. 5), что

вызвано транспирацией растительности, что приводит к охлаждению воздуха, и обильным аномальным выпадением атмосферных осадков.

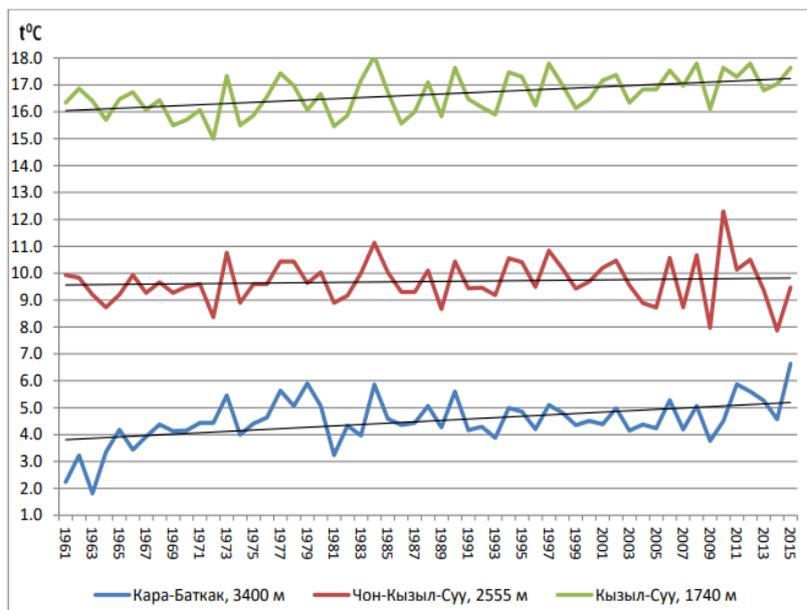


Рисунок. 3.6. Сравнительные графики трендов по данным трех метеостанций размещенных на различных абсолютных отметках колебаний однолетних температур воздуха в бассейне р. Чон Кызыл-Суу 1961-2015 гг.

В бассейне р. Чон-Кызыл-Суу, в пределах развития нивально-гляциального высотного пояса, как правило накапливаются значительные массы ледовых и водных ресурсов, где динамика изменения температуры воздуха за указанный период в зимний и весенний сезоны достигают $0,7^{\circ}\text{C}$ и $0,5^{\circ}\text{C}$, а в летний сезон выросла на $1,4^{\circ}\text{C}$.

При этом, увеличение температуры воздуха в зимний и весенний сезоны изменяются от $-0,7$ до $-0,9^{\circ}\text{C}$, в летний равен $0,2^{\circ}\text{C}$ а в лесном горном поясе осенью равен $1,2^{\circ}\text{C}$

В течение последних 54 лет комплексных исследований на озере Исык-Куль увеличение температуры воздуха в степной прибрежной

равнинной зоне в осенний, летний и весенний сезоны достигают следующих значений (1,2°C, 1,2°C и 0,8°C) [41, 78, 90, 92, 115, 133 - 178].

Таблица 5. Повышение сезонных температур воздуха (в °C/год) на метеостанциях расположенных на разных абсолютных отметках в бассейне р. Чон-Кызыл-Суу за период 1961-2015 гг.

Сезон	МС Кызыл-Суу	МС Чон-Кызыл-Суу	МС Кара-Баткак
	прирост температуры, Δ°C	прирост температуры, Δ°C	прирост температуры, Δ°C
Лето	0,022	0,004	0,026
Осень	0,023	0,022	0,018
Зима	0,018	0,017	0,013
Весна	0,015	0,014	0,009
Годовой цикл	0,020	0,014	0,023

Осредненная температура воздуха в сезон абляции (июнь-август), восстановленная для ледника Кара-Баткак за время наблюдений с 1961 по 1968 годы достигла 3,3°C, с 2013 по 2019 гг - 5,5°C, т.е. увеличилась на 2,2°C, а на леднике Кара-Баткак за выше указанное время достигла -3,9°C, с 2013 по 2018 гг до -3,0°C, и стало на 0,9°C теплее чем было ранее.

В течение вышеуказанные 54 лет температурный режим имеет тенденцию в нивально-гляциальной зоне Тянь-Шаня к потеплению.

На рисунке (см. Рис.3.7) по показаниям недельного термографа представлен график колебаний и изменчивости среднесуточных температур воздуха за время абляции с 2015 по 2021 гг. на леднике Кара-Баткак в абляционный период с 2015 по 2021 гг.

Максимальная высокая температура зарегистрирована в июле и августе 2015 года, а также в сентябре 2017 и 2021 годов, что вызвало повышение стока р. Кашка-Тор.

В целом, за период абляции, максимальная положительная температура воздуха зарегистрирована в 2015 году (+5,4°C), минимальная положительная температура воздуха в 2020 году (+3,6°C) (см. Рис. 3.8.). Средняя

температура тёплых сезонов исследуемого периода, при анализе температурного режима была выше многолетних значений, за исключением 2014 года, когда она отличалась незначительно от среднемноголетней нормы 4,2°C. [5, 12, 35, 38, 41, 78, 90, 92, 115, 133 - 178].

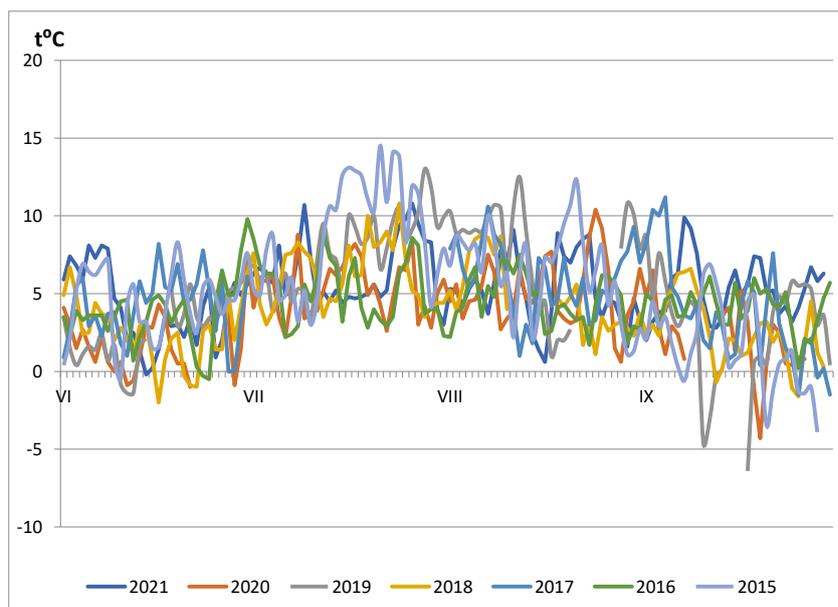


Рисунок 3.7. График колебаний среднесуточных температур воздуха на репрезентативном леднике Кара-Баткак за время абляции с 2015 по 2021 гг

Абляция ледникового льда зависит не только от солнечной радиации, но и от характера поверхности ледников.

Зависимость таяния ледников от загрязненности их поверхности обломочным литогенным материалом и поверхностной мореной была изучена многими исследователями.

В Центральном Тянь-Шане изучением зависимости таяния ледников от загрязненности их обломочным литогенным материалом мореной исследовались А.Н. Диких [79], Г.А. Авсюк [78] и Л.Д. Долгушин [83].

В Джунгарском и Заилийском Ала-Тоо подобную задачу решили исследования Н.Н. Пальгова [84].

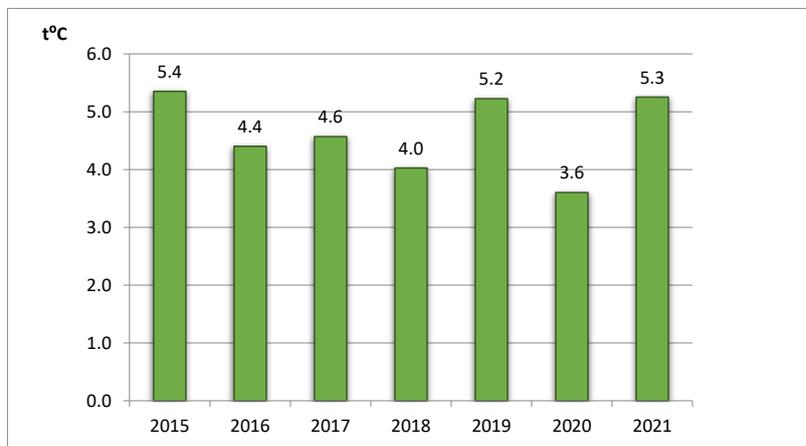


Рисунок 3.8. Гистограмма динамики во времени и изменения с 2015 по 2021 годы средней температуры воздуха за период сезона абляции (июнь-сентябрь).

Характер таяния зависит от петрографии и гранулометрического состава поверхностной морены, а также от плотности её упаковки [86, 87, 88].

Моренный материал, при условии полного покрытия ледника, уменьшает таяние с ростом мощности моренных отложений, до прекращения таяния льда [86, 87, 88].

Поверхностные морены на леднике изменяют характер распределения радиационного баланса: а) снижают альбедо, повышают поглощение солнечной радиации; б) морены разогретые излучают длинноволновое тепло, в отличие от чистого льда.

При увеличении степени заморенности ледниковой поверхности до определенного предела радиационный баланс поверхности льда увеличивается, что ведет к более интенсивному таянию подморенного льда. Однако, когда моренный покров становится сплошным и достаточно мощным, значительная часть радиационного баланса тратится на нагревание самого моренного материала и не проникает вниз до чистого льда.

Наблюдения за абляцией ледника Кара-Баткак осуществляются с использованием абляционных реек, установленных на его поверхности. В

2021 году сезон абляции этого ледника продолжался 105 дней, начиная с 17 июня и заканчиваясь 30 сентября.

Наблюдения проводились по определенному режиму: на языковой части ледника - еженедельно, в средней зоне ледника - дважды в неделю (в начале и в конце сезона абляции) (см. Рис. 3.9.).

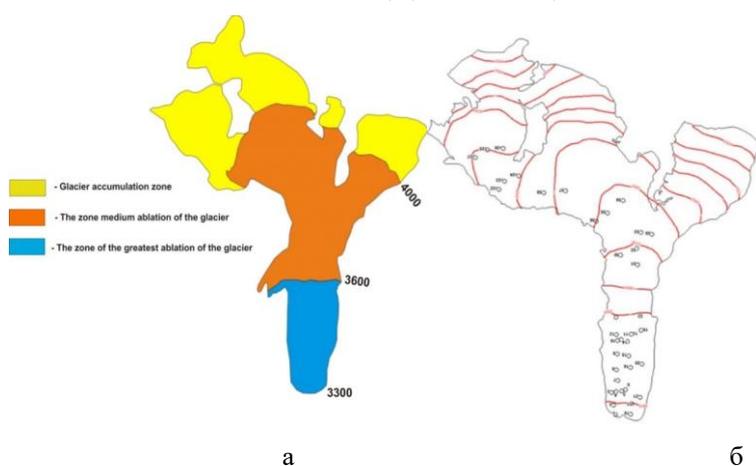


Рисунок 3.9. Карты-схемы ледника Кара-Баткак: а) - деление ледника Кара-Баткак по зонам: синим цветом выделена зона языковой части ледника; коричневым цветом - средняя зона ледника; жёлтым цветом - зона питания ледника. б) - месторасположения абляционных рек.

Результаты суммарной абляции на языковой части ледника и по всей его поверхности за период 2016-2021 гг. приводятся (см. Рис. 3.10. и 3.11.).

Для анализа связи абляции ледника Кара-Баткак с температурой воздуха, (см. Рис. 3.12.) представлены данные о среднесуточных величинах абляции ледника и средних суточных температурах воздуха в течение сезона абляции за последние 10 лет.

Эти данные позволяют исследовать взаимосвязь между температурой воздуха и скоростью таяния ледника, что является ключевым для понимания влияния климатических изменений на ледниковые процессы [5, 12, 35, 38, 41, 78, 90, 92, 115, 133 - 178].

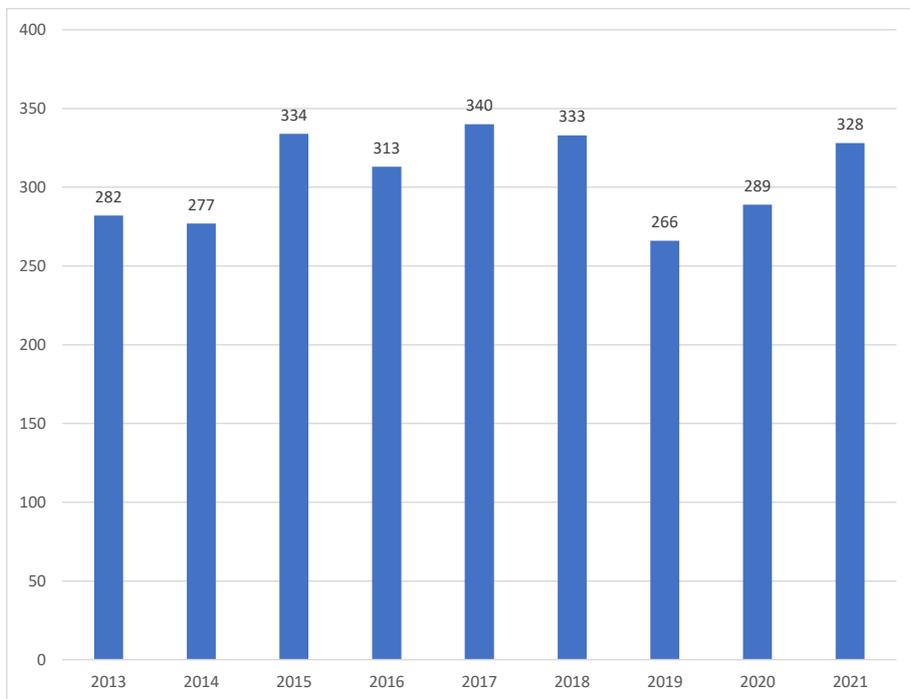


Рисунок 3.10. Гистограмма изменения суммарной абляции языковой части ледника Кара-Баткак (в см) в период 2013-2021 гг.

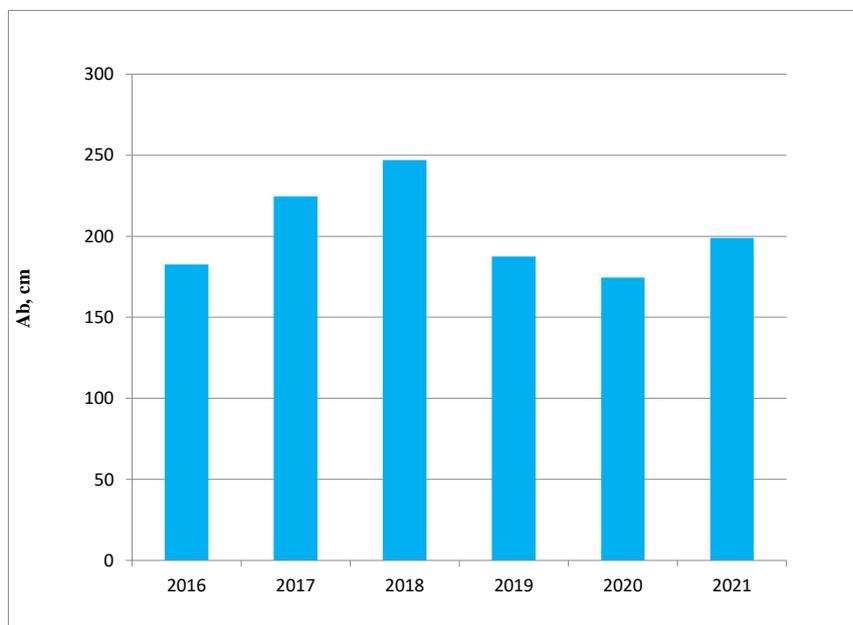


Рисунок 3.11. Гистограмма изменения за 2016-2021 гг. суммарной абляции в средней и нижней зонах ледника Кара-Баткак

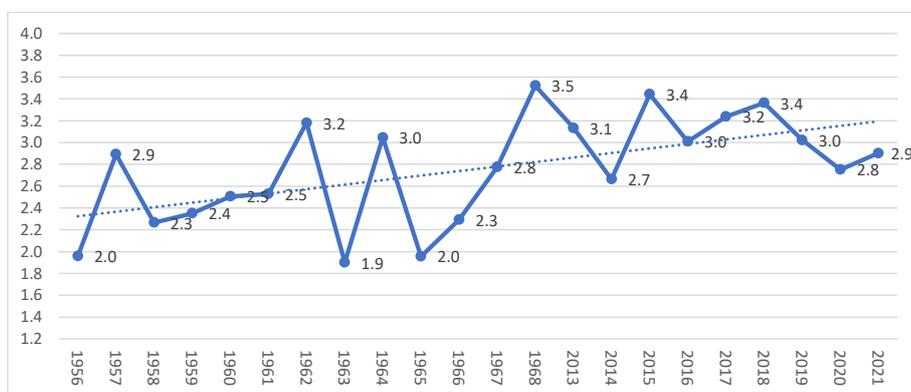


Рисунок 3.12. График изменчивости и тренд на примере репрезентативного ледника Кара-Баткак среднесуточной абляции (в см) за периоды 1956-1968 и 2008-2021 гг.

3.3.1. Мониторинг за влиянием загрязненности льда на величину абляции

Загрязненность поверхности ледника Кара-Баткак оказывает заметное влияние на абляцию, нарушая закономерность высотной дифференциации таяния ледников. Падение величины абляции на абсолютной отметке 3500 м., связано как с высотным эффектом, так и низкой загрязненностью поверхности ледников в этой зоне, мелкозёмом [79, 89, 90, 125].

В фирновой области эоловый пылеватый мелкозем переносится ветром на поверхности ледника содержанием до 191,4 г/м², а на окруженной крутыми скальными грунтами на абсолютной отметке 3500 м – 27,4 г/м².

На отметке 3300 м на самом конце языка ледника, количество мелкозема на поверхности ледника аномально возрастает до 462,7 г/м². Загрязненность ледника влияет на темпы абляции в зависимости от высоты [79, 89, 90, 125].

3.3.2. Мониторинг абляции заморенных частей забронированных ледников

Ледники горно-долинного типа, к которым относится ледник Кара-Баткак, часто покрыты слоем поверхностной морены, состоящей из обломков горных пород. Эти обломки доставляются на ледники с окружающих склонов через процессы осыпания, обвалов и лавинной транспортировки.

Моренный чехол значительно влияет на абляцию, сток и баланс массы ледников. Обычно считается, что именно открытые участки ледников вносят основной вклад в ледниковый сток горных рек [79, 89, 90, 125, 133 -178].

Голоценовые морены, широко распространенные в гляциальной зоне, рассматриваются как морфо-литологические формы, обычно не содержащие льда или содержащие его лишь спорадически.

Следовательно, оценка ледовых ресурсов горного района основывается на количестве и общей площади ледников в регионе.

Получение достоверной информации о влиянии моренного покрова на абляцию льда ледника Кара-Баткак требует детальных полевых наблюдений.

К наблюдениям относятся измерение температуры поверхности моренного покрова, определение скорости абляции льда под мореной в зависимости от её толщины и составление карты толщины моренного покрова.

В 2017 году по инициативе автора начаты работы по изучению влияния толщины заморенных участков ледника Кара-Баткак на процесс таяния льда. В рамках этого эксперимента температура воздуха на открытых и заморенных участках ледника измерялась с помощью автоматических метеостанций Campbell Scientific.

Полученные данные по температуре коррелировались с информацией об абляции, собранной через абляционные измерительные рейки, что позволило выявить влияние поверхностной морены на процесс абляции ледников, где наблюдения за скоростью деградации ледника под моренной толщей более 10 см начали наблюдать в 2017 году, на правой заморенной боковой части ледника Кара-Баткак [5, 12, 35, 38, 41, 78, 90, 115, 133 - 178].

Параллельно проводились работы по определению мощности (толщины) поверхностной морены на заморенных участках языковой части ледника. В этих же местах были установлены абляционные рейки для более точного мониторинга процессов абляции.

Моренный комплекс на языке ледника Кара-Баткак в 70 годы имел мощности от 2 см до 1,5 метра [90].

В 2017 году измерения показали, увеличение их толщины от 2 см до 2,5 метра, т.е. за 40 лет удвоилась их мощность.

На ледниках с моренным комплексом проходились горные выработки-шурфы, что позволяет наиболее точно определять толщину поверхностной морены на ледниках и устанавливая абляционные рейки для последующих наблюдений за таянием льда под мореной на чистых открытых и забронированных участках ледников, где использованы наблюдения за абляцией собранные в 2017 году [79, 89, 90, 125, 133 -178].

Рейки под номерами с 14 по 17 были установлены вдоль срединной морены ледника Кара-Баткак еще в 2012 году.

В этом районе мощность моренного чехла составляла от 2 до 10 см. Для более детальной оценки абляции льда под моренным чехлом на всей языковой части ледника Кара-Баткак потребовалась установка дополнительных реек, что было выполнено на боковых частях ледника в последующие годы. В 2017 году добавлено 5 реек на правобережной боковой части заморененного участка ледника, где мощность моренного чехла варьировалась от 50 до 100 см.

Таяние льда на открытых участках ледника происходит более интенсивно по сравнению с заморенными участками, покрытыми моренным чехлом толщиной от 2 до 10 см, для ледника Кара-Баткак за 8 лет (2013 по 2021 год), данные получены по абляции собранные с различных реек для заморенных участков с толщиной моренного покрова от 2 до 10 см. представлены (см. Рис. 3.13.) [79, 89, 90, 125, 133 -178].

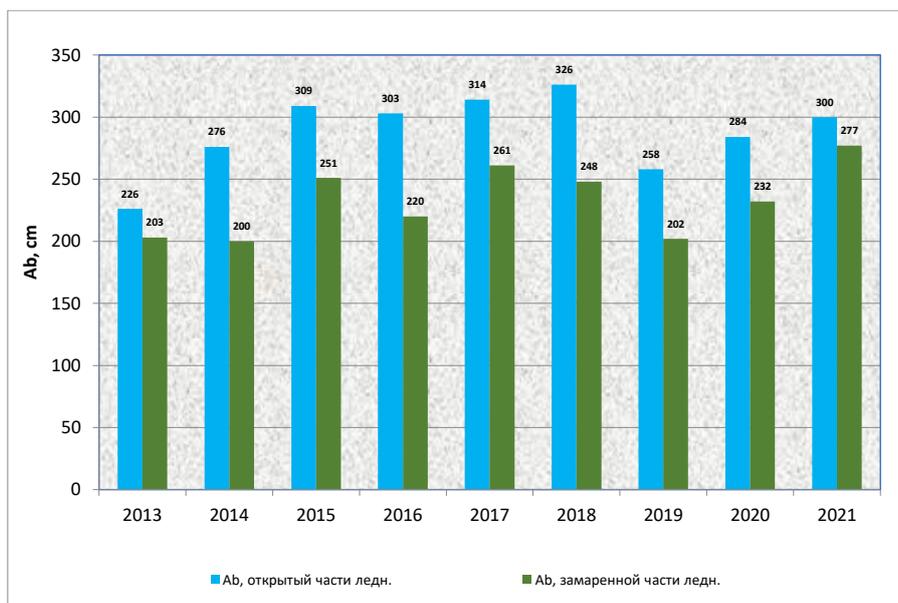


Рисунок 3.13. Сравнительная гистограмма измеренной усредненной суммарной абляции заморенных и открытых участков ледника Кара-Баткак в период 2013-2021гг. где слой толщины морены варьирует от 2 до 10 см: закрашены голубым цветом, показана абляция открытых участков льда, а зеленым цветом – абляция заморенных участков ледника.

На открытых частях ледника Кара-Баткак абляция происходит более интенсивно, чем на заморенных участках с толщиной моренного покрова от 2 до 5 см. [5, 12, 35, 38, 41, 78, 90, 92, 115, 133 - 178].

При мощности моренного покрова при абляции заморенных участков ледника от 2 до 100 см имеются следующие особенности: при толщине моренного чехла более 9 см абляция льда уменьшается, менее 9 см таяние происходит более интенсивно [79, 89, 90, 125, 133 -178].

Сравнение суммарной абляции льда на открытых и заморенных участках ледника Кара-Баткак показано (см. Рис. 3.14.).

Эксперименты проводились в диапазоне толщин моренного покрова от 2 до 93 см, иллюстрируя зависимость абляции от толщины моренного покрова.

Полученные результаты основаны на данных мониторинга заморенных участков ледника Кара-Баткак, выполненных в период с 6 августа по 28 сентября 2017 года [79, 89, 90, 125, 133 -178].

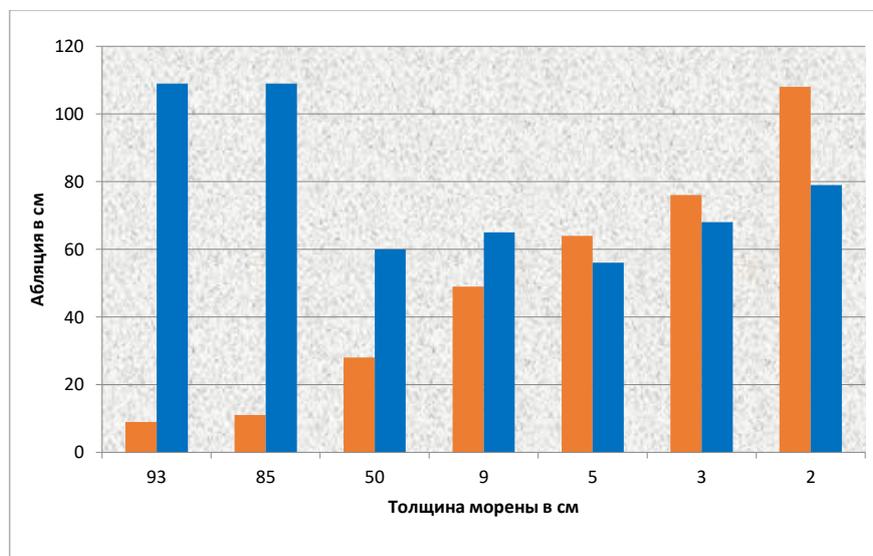


Рисунок 3.14. Сравнительная гистограмма (синим цветом показана абляция на открытых участках ледника, оранжевым цветом - на заморенных участках ледника), суммарной абляции льда на забронированных и открытых участках ледника Кара-Баткак за 06.08.17 по 28.09.17 г.

При моренном слое толщиной более одного метра, эксперимент показал, что температура поверхности чистого льда тесно коррелировала с температурой воздуха. С 12 сентября до конца месяца температура поверхности чистого льда была в основном отрицательной, в то время как температура льда под моренным чехлом толщиной около 4-5 см оставалась почти всегда положительной, что подтверждается результатами эксперимента, отражёнными на графике, демонстрирующем температуры поверхности чистого и замороженного льда в период с августа по сентябрь.

В результате, даже после прекращения абляции открытого ледника, таяние замороженного льда продолжалось до конца сентября (см. Рис. 3.15.).



Рисунок 3.15. График изменчивости среднесуточной температура воздуха над поверхностью льда (оранжевый цвет) и над поверхностью льда, покрытого мореной толщиной 5 см (синий цвет).

Влияние моренного чехла на абляцию ледника Кара-Баткак двойственно. Когда толщина морены не превышает 5 см, таяние происходит более интенсивно, чем на чистых участках ледника или на участках с небольшим слоем моренного мелкозема. Весной 2020 года были выполнены работы по проходке шурфов на левобережных боковых заморененных участках ледника Кара-Баткак, после чего установлены абляционные рейки, которые направлены на изучение роли морены в процессах деградации ледника и влияния заморененных участков на сток рек, на примере ледника Кара-Баткак (см. Рис. 3.16. и 3.17.). Результаты измерений абляции заморененной части ледника за 2021 год в настоящее время обрабатываются [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 125, 133 -178].



Рисунок 3.16. Фотодокументы процесса проходки для получения криосферной информации из пройденных шурфов и установка абляционных реек на левом борту заморененного участка ледника Кара-Баткак.

По результатам проходки шурфов на поверхностной морене, с учётом разновозрастных морфологически выраженных стадийных морен, была составлена карта, показывающая предварительно установленную толщину моренного чехла на языковой части морено-ледникового комплекса Кара-Баткак (см. Рис. 3.18.).

Предполагается, и это имеет веские основания, что наибольшая толщина моренного чехла морено-ледникового комплекса (МЛК) Кара-Баткак находится во внешних частях боковых морен и на фронтальном уступе конечной морены.

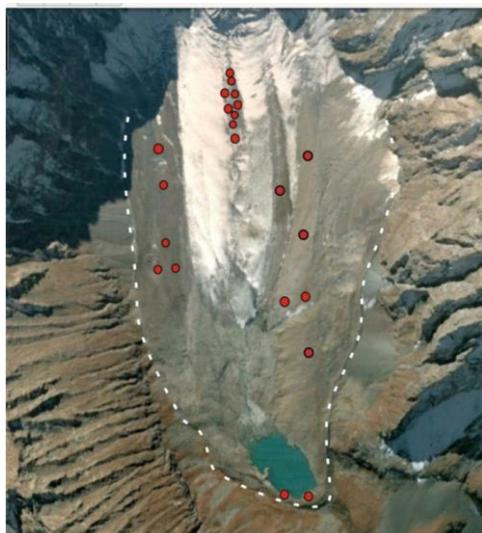


Рисунок 3.17. Спутниковый снимок языковой части ледника Кара-Баткак с участками забронированного льда. Красные кружки показывают места, где определена толщина моренного покрова и установлены абляционные рейки.



Рисунок 3.18. КФС спутниковый снимок толщины моренного чехла на заморененных участках показана тональностью оранжевого цвета для демонстрации языковой части морено-ледникового комплекса Кара-Баткак.

Это указывает на закономерность, характерную для всех МЛК Тянь-Шаня, где толщина моренного чехла превышает два метра. В то же время, наименьшая толщина моренного чехла, до 0,02 метра, была выявлена в центральной части поверхности языка ледника [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 94 – 114, 119, 124, 125, 133 -178].

Абляция на леднике Григорьева. В дополнение к вышеуказанным трем ледникам с 2019 года мы проводим наблюдения в водораздельной части хребта Терской Ала-Тоо, в бассейне р. Арабель и за плосковершинным ледником Григорьева.

Интерес к леднику Григорьева обусловлен его морфологическими особенностями: он не имеет характерной для Тянь-Шаня продольно вытянутой формы и полностью расположен на полого наклоненном южном склоне хребта Терской Ала-Тоо. Такие ледники в Кыргызской Республике наиболее часто встречаются во Внутреннем Тянь-Шане [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 125, 133 -178].

В силу своей принадлежности к этому типу ледников, Григорьева имеет отличия от типичных долинных ледников по режиму снегонакопления и абляции. В сентябре 2021 года была проведена экспедиция на ледник Григорьева для замера показаний абляционных реек, которые были установлены в конце сентября 2019 года [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 125, 133 -178].

На леднике Григорьева установлено 7 абляционных реек на высотах от 4230 до 4500 метров. Общий вид ледника на космических фотоснимках и процесс установки абляционных реек представлены (см. Рис. 3.19.) [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 94 – 114, 119, 124, 125, 133 -178].



Рисунок 3.19. а) - фотодокумент установки абляционных реек.
 б) - месторасположение на схеме продольного размещения сети мониторинговых наблюдений на аэрофотоснимке на леднике Григорьева.

Суммарные результаты абляции за сезон 2020-2021 года представлены (см. Рис. 3.20.).

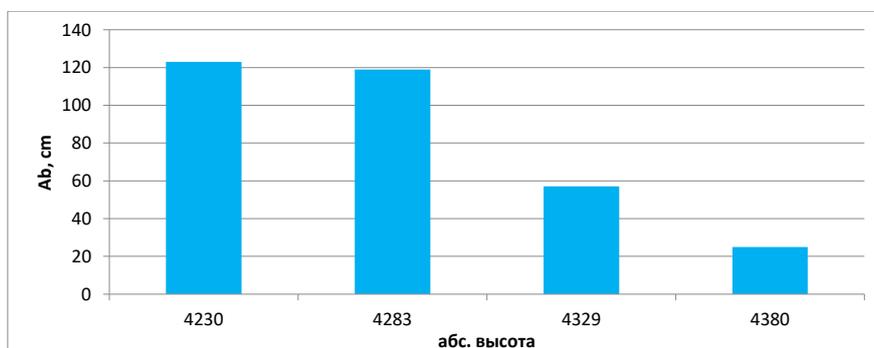


Рисунок 3.20. Гистограмма суммарной абляции льда ледника Григорьева за сезон 2020-2021 гг.

Данные об абляции получены с первых четырёх реек, расположенных на высотах 4230, 4283, 4329 и 4380 метров. Оставшиеся рейки (5-7), находящиеся на высотах более 4400 метров, указывает на их расположение в зоне аккумуляции где в 2021 году ледник покрыт был годовым снежным слоем [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 94 – 114, 119, 124, 125, 133 -178].

3.4. Мониторинг за движением ледника

Скорость движения ледника является важным показателем динамики оледенения. При значительных скоростях движения происходит быстрый обмен твердого вещества между фирновой областью и зоной абляции, усиливается динамика оледенения, и ледники быстрее реагируют на изменения климатических условий. Внедрение метода фототеодолитной съемки в практику гляциологических исследований на ледниках северного склона Тескей Ала-Тоо позволило выявить некоторые закономерности в распределении поверхностных скоростей движения [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 94 – 114, 119, 124, 125, 133 -178].

На леднике Кара-Баткак определение поверхностных скоростей движения проводилось с использованием фототеодолитной съемки и метода скоростных створов. Были разбиты три поперечных створа на расстояниях 400, 800 и 1300 метров от конца языка ледника.

Повторное измерение смещения реек позволяло определять фактическую величину движения за определенный период. По результатам измерений, проведенных гляциологическим отрядом Тянь-Шанской физико-географической станции, среднегодовые скорости движения оказались невелики и составили на верхнем, среднем и нижнем створах соответственно 11,5; 9,4 и 7 метров в год (или 3,2; 3,2 и 2 см в сутки).

Последующие наблюдения с помощью фототеодолитной съемки подтвердили эти данные [91].

На языке ледника наблюдаются максимальные скорости движения в верхней части и минимальные в концевой. Скорости также различаются по поперечному профилю: наибольшая скорость движения льда отмечается в центральной части потока, уменьшаясь к краям.

В зависимости от сезона года среднегодовая скорость движения ледника с сентября 1956 года по сентябрь 1958 года составляла 11,5 м (3,2 см в сутки), а за четыре месяца лета (с июня по сентябрь) скорость увеличивалась до 9,3 см в сутки. Меньшие, но значительные движения также отмечались летом

1957 года. В центральной части ледника Кара-Баткак среднесуточные скорости были выше среднегодовых на 1,5-2 см.

На верхнем ледопаде, расположенном в районе границы, скорости движения достигали 30 метров в год, на нижнем, в средней части ледника, до 50 метров в год. В последующие годы (1973-1976) для определения скорости движения ледника было равномерно установлено 88 реек, из которых 49 находилось на языке ледника. Исследования показали, что конфигурация поля годовых скоростей довольно устойчива год от года, причём наблюдаются два максимума. Первый максимум приурочен к верхнему ледопаду, где абсолютная скорость движения достигает 25-30 метров в год.

Второй максимум приурочен к нижней части средней зоны ледника, где зафиксированы максимальные скорости движения ледника 40-45 метров в год. Эти максимумы вызваны частично сужением ледниковой долины и переходом тела ледника через ледопады.

Наибольшая величина скорости движения зафиксирована в 1974-1975 годах — 54 м/в год. Ниже ледопада скорость движения уменьшается, и на основной площади языка ледника она составляет 10-15 метров в год [91].

В 2016-2017 годах для определения величины скорости движения на языке ледника была проведена GPS-съёмка по установленным 2 абляционным рейкам [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 94 – 114, 119, 124, 125, 133 -178].

3.5. Оценка мощности ледников

Мощность ледников характеризует запасы влаги, аккумулированные в них. Существуют различные методы для определения мощности ледников, каждый из которых имеет свои преимущества и недостатки. Наиболее распространены методы сейсмического и электрического зондирования.

Следует отметить, что результаты, полученные с помощью этих методов, не всегда позволяют точно определить мощность малых ледников.

Более надёжным и точным методом является определение толщины льда с помощью бурения. Однако из-за трудоёмкости и отсутствия легкого

бурового оборудования такие измерения проводятся редко. Обычно мощность ледников устанавливают по эмпирической формуле Лагалли, основанной на скоростях движения ледника и уклонах его поверхности.

Мощность ледника Кара-Баткак определялась максимального точно и достоверно в 1965 году методом канатно-ударного бурения Е.Н. Цыкиным, а в 1967 году — радиолокационным методом гляциологами Ленинградского университета под руководством А.К. Рюмина, а по данным Е.Н. Цыкина, мощность языка ледника в средней части составляет 49 метров. Определение мощности радиолокационным методом проводилось по продольному и поперечным профилям [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 124, 125, 133 -178].

Мощность ледника равномерно увеличивается по мере продвижения вверх и уменьшается к краям. На конце языка она равна 5—6 метров, затем быстро нарастает и достигает 50 метров в средней части. Максимальная толщина льда, обнаруженная у подножья ледопада, составляет 85 метров. По краям ледника мощность уменьшается до 20—40 м., что характерно для других долинных ледников северного склона хребта Тескей-Ала-Тоо.

На примере ледника Кольтор – западный, нарастание мощностей происходит следующим образом: в 300 метрах от конца языка толщина льда равна 43 метрам, в 600 метрах – 59 метров, в 1000 метрах мощность достигает 86 метров, на расстоянии 1400 метров наблюдается уменьшение ее до 76 метров. Аналогичные результаты определения мощности наблюдаются и на леднике Аксуу. В 200 метрах от конца языка ледника толщина льда составляет 36 метров, в 1000 метрах мощность возрастает до 78 метров, а в 1900 метрах — до 82 метров. Подобные мощности характерны для ледников, расположенных в западной части хребта Тескей-Ала-Тоо. Ледник Орто-Тор имеет среднюю толщину льда 50 метров.

Мощность долинных ледников северного склона хребта Тескей-Ала-Тоо сравнительно одинакова и находится в пределах 50 метров.

В августе 2016, 2017 и 2019 годов сотрудники Свободного университета Брюсселя и Института водных проблем Российской академии наук провели

полевые работы по измерению мощности ледника северный склон хребта Тескей Ала-Тоо ледник Кара-Баткак, южный склон хребта Тескей Ала-Тоо ледник Ашуу-Тор, Кыргызский хребет ледник Голубина и массив Ак-Шийрак ледник Борду», где на 4-х ледниках определяли мощность ледника с использованием системы «Narod RES» [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 94 – 114, 119, 124, 125, 133 -178].

Данная система была применена во многих исследованиях для измерения толщины льда горных ледников благодаря её простоте эксплуатации и небольшому весу [93; 94; 95].

Система RES функционирует через передатчик, который излучает радиоволны, способные проникать сквозь лед.

Использование низкой частоты 5 МГц целесообразно для достижения глубокого проникновения радиолокационного сигнала и минимизации его ослабления из-за летних возмущений в льду ледника, таких как водяные включения. Хотя низкая частота обеспечивает более ясный сигнал, это обычно ведет к большей неопределенности измерений.

Напротив, использование высоких частот связано с более сильным затуханием и рассеиванием сигнала, но позволяет получить более высокое вертикальное разрешение.

От основания ледника радиоволна посланная радаром, отражается обратно к поверхности и регистрируется приемником, расположенным на расстоянии (d) от передатчика. При этом при зондировании, время, возврата волна (t) на поверхность, позволяет определить местную мощность ледника (H), используя соответствующую формулу:

$$(1) \quad H = \frac{1}{2} \times \left[v_{\text{ice}}^2 \left(t + \frac{d}{v_{\text{air}}} \right)^2 - d^2 \right]^{1/2}, \quad (2.9.)$$

С $V_{\text{льдом}}$ является скоростью волны через лед $1,68 \times 10^8$ м метров в секунду, в то время как скорость сигнала в воздухе $об_{\text{воздухе}}$ установлена на уровне $3,00 \times 10^8$ м метров в секунду.

GPS-измерения точного местоположения передатчика и приемника были выполнены с помощью устройств TRIMBLE GeoXH 3000, GeoXH 6000 и GeoX7 [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 94 – 114, 119, 124, 125, 133 -178].

После этого данные были дифференциально скорректированы (с типичной точностью 0,2 метра) с использованием станций коррекции (Кумтор или Бишкек).

Толщина льда измерялась вдоль одной или двух центральных выкидных линий, вдоль нескольких поперечных профилей, охватывающих, по меньшей мере, всю абляционную зону и где это было возможно, части аккумуляционной зоны (отмечено зелеными линиями см. Рис. 3.21. и в Табл. 6) [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 94 – 114, 119, 124, 125, 133 -178].

Спутниковые изображения ледников Ашу-Тор, Борду, Голубина и Кара-Баткак были получены в разные даты: для Ашу-Тора - 11 августа 2019 года, для Борду - 27 июля 2017 года, для Голубина - 12 августа 2019 года, и для Кара-Баткака - 27 июля 2017 года.

Зеленые точки соответствуют точкам георадара; красные треугольники соответствуют оцифрованным дополнительным точкам вдоль центральных линий потока на неизмеренных участках ледников; тонкие черные линии — изолинии высот по скорректированной матрице высот, добавленной через каждые 20 м; толстые черные линии соответствуют контуру высот 4000 м. [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 94 – 114, 119, 124, 125, 133 -178].

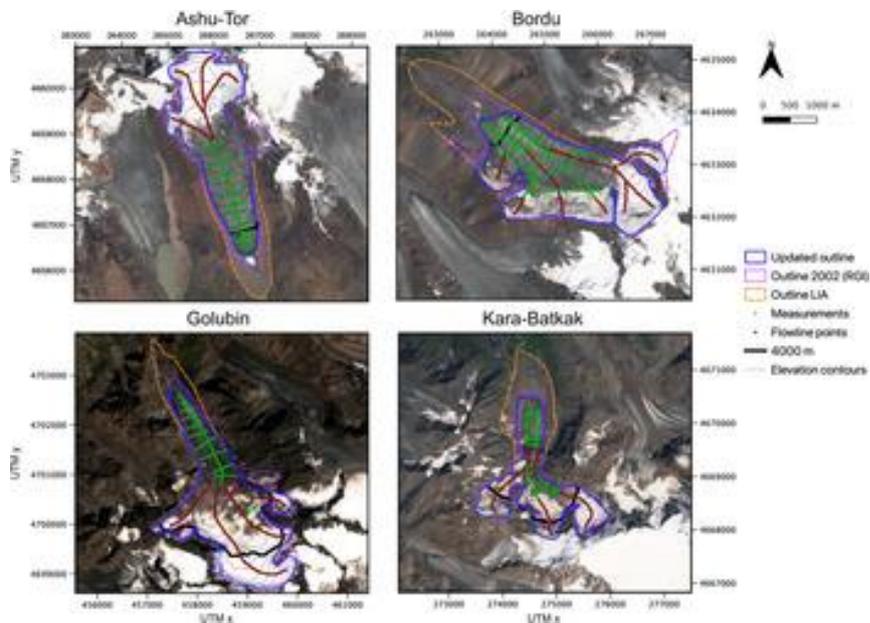


Рисунок 3.21. Спутниковый снимок и композиция в истинных цветах Sentinel-2 различных ледников, показывающий пространственное распределение точек толщины льда.

Таблица 6. Сбор RES и основные характеристики ледников.

	Ashu-tor	Bordu	Golubin	Kara-Batkak
Year of campaign	2019	2016 and 2017	2019	2016 and 2017
Number of profiles	11	22	13	21
RES measurements	284	376	213	206
Area (km ²)	4.76	4.89	4.64	2.27
Altitude range (m)	3873–4538	3880–4725	3343–4315	3332–4373
Average slope (%)	20	35	35	52
Orientation	SSE	NW	NNW	N

Погрешность измерения толщины льда. В оценке погрешности, связанной с измерениями толщины, мы следуем терминологии Лапазарана [[1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 94 – 114, 119, 124, 125, 133 -178].

] Поскольку местоположение системы радиолокации (RES) измерялось с помощью дифференциального GPS, а георадар был стационарен с

точностью определения местоположения около 0,2 м на относительно плоских участках, мы предполагаем, что горизонтальная ошибка, связанная с точным определением местоположения, значительно ниже, чем ошибка, связанная непосредственно с измерением толщины льда (ϵ_{HGPR}).

Эта последняя ошибка в первую очередь зависит от скорости используемой радиолокационной волны ($RWV = c$) и точности синхронизации отраженной волны с временем распространения τ в обоих направлениях.

Ошибку можно представить следующим образом:

$$2) \quad \epsilon_{\text{HGPR}} = \frac{1}{2} \sqrt{\tau^2 \times \epsilon_c^2 + c^2 \times \epsilon_\tau^2}, \quad (2.10.)$$

где (ϵ_τ) - ошибка синхронизации, а (ϵ_c) - ошибка, связанная с RWV.

Для оценки мы использовали постоянную скорость радиолокационной волны (RWV) для всех расчетов, что может быть оправдано, учитывая, что большинство измерений проводилось в областях абляции, состоящих из чистого льда без фирна и снега.

Неопределенность, вносимая этим предположением, коррелирует с толщиной льда и его точной температурой. Учитывая, что выбранные ледники, вероятно, являются политермическими, подобно леднику Сары-Тор с теплым льдом у основания и холодным на вершине [97; 98], ожидается, что ошибка составит порядка 1–2% от реконструированной толщины льда [96; 99].

Ошибка синхронизации (ϵ_τ) показывающая, насколько точно отражение может быть определено в записях RES, обычно выражается как функция используемой частоты радиолокационного сигнала и обычно считается постоянной для всех измерений вдоль профиля [100].

Эта ошибка, часто называемая вертикальным разрешением, обычно составляет одну четверть длины волны используемой радиолокационной волны [101; 102; 103; 104].

В нашем случае это соответствует примерно 8 метрам. Таким образом, ошибка, связанная со всеми измерениями, в основном определяется ошибкой обнаружения отраженной волны и ограничивается предположением о постоянной скорости радиолокационной волны (RWV).

В дальнейшем исследовании мы оцениваем погрешность измерений как $8 \text{ м} \pm 2\%$ от измеренной толщины льда.

Результат измерения толщины льда. После тщательного анализа различных записей радиолокационной системы (RES), было использовано 981 точечное измерение (см. Табл.7 и Рис. 3.22.).

Записи RES, в которых начало отраженной волны было невозможно четко распознать визуально из-за высокого уровня искажений радиолокационной волны, были удалены, чтобы предотвратить неправильное определение толщины льда.

Самый толстый лед был измерен на леднике Ашу-Тор, с максимальными значениями до $201,34 \pm 12,02$ метров. Это соответствует самому толстому льду, измеренному до настоящего времени в данном районе исследования [105; 106; 107].

Максимальная толщина льда (см. Табл. 7) была измерена вдоль центральной линии потока ледника Ашу-Тор, недалеко от (ELA), где склон был пологий [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 94 – 114, 119, 124, 125, 133 -178].

Максимальная измеренная толщина льда других ледников оказалась значительно ниже по сравнению с ледником Ашу-Тор. Для ледника Борду, расположенного в горном массиве Ак-Шыйрак, было выявлено максимальное значение толщины льда в $147,90 \pm 10,96$ метров. Это значение схоже с зарегистрированными максимумами для ледника Сары-Тор и ледника № 354 в соседних долинах [105; 107], а также с моделированной толщиной льда ледника Борду, используя модель GlabTop [106].

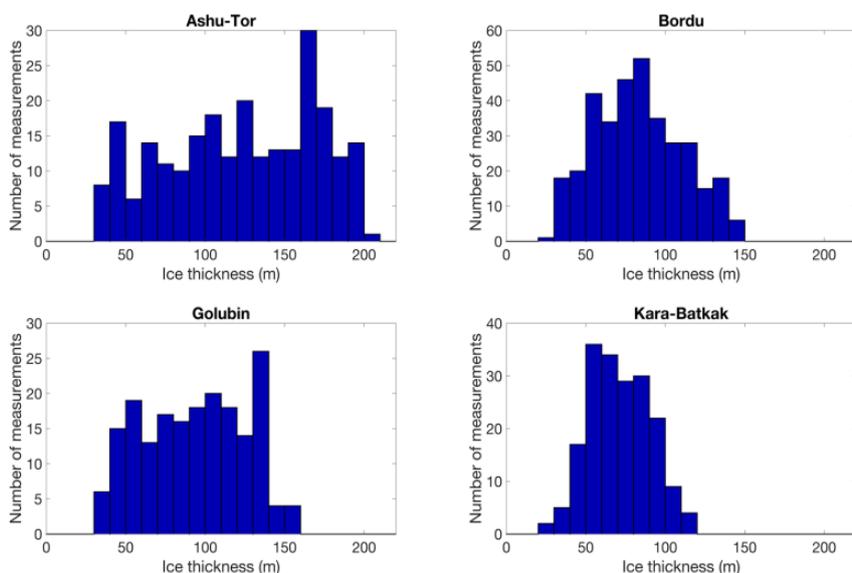


Рисунок 3.22. Гистограмма измерений толщины льда RES, выполненных на каждом леднике. Размер бункера 10 м.

Таблица 7. Общее количество измерений и максимальная измеренная толщина льда различных ледников.

	Ashu-tor	Bordu	Golubin	Kara-Batkak
Total number	255	343	195	188
Max ice thickness (m)	201.34 ± 12.02	147.90 ± 10.96	154.05 ± 11.08	113.91 ± 10.28

Также измерения на леднике Голубина показали максимум в $154,05 \pm 11,08$ метров, что сопоставимо с максимальной толщиной льда ледника Адыгень (~140 м), расположенного в соседней долине [108]. Однако следует учесть, что максимальная толщина льда могла быть достигнута в тех местах, где измерения не проводились, в частности в пологих зонах скопления.

Измерения на леднике Кара-Баткак выявили самый тонкий лед с максимальной толщиной $113,9 \pm 10,28$ метров. Это довольно тонкий лед тесно связан с крутизной ледника Кара-Баткак, который характеризуется наличием многочисленных ледопадов на разных высотах.

Это соответствует закону пластического течения, который связывает толщину льда напрямую с уклоном поверхности [95]. Очертания четырех ледников, доступных в наборе данных RGI6.0 за 2002 год, были обновлены, чтобы они соответствовали дате контуров с краем ледника на дату полевых кампаний. Во время полевых кампаний фронтальные области ледников, за исключением ледника Кара-Баткак, были нанесены на карту с использованием беспилотников DJI Phantom 4 Pro и DJI Mavic для определения точного местоположения фронта ледника и создания цифровой модели рельефа (DEM) переднего поля ледника (см. Рис. 3.23).

Пластиковые оранжевые квадраты размером 40 × 40 см и четко определяемые отдельные валуны использовались в качестве наземных контрольных точек (GCP) для привязки созданных цифровых моделей поверхности (DSM) путем ручной маркировки их в программе Pix4D. Согласно рекомендациям, приведенным в литературе [109], была достигнута плотность опорных точек не менее 6 точек на км² в лобных областях.

Контурные ледников соответственно обновлялись с использованием оптических спутниковых данных Sentinel-2 с пространственным разрешением 10 метров для основной площади ледника и с использованием снимков с дрона с пространственным разрешением 5 см для контуров фронта ледника. По леднику Кара-Баткак использовались исключительно спутниковые данные.

Специально для участков, покрытых обломками, и областей скопления ледников, особое внимание уделяется корректировке контуров, поскольку контуры RGI6.0 не соответствуют протяженности ледников на этих участках (пунктирные линии см. Рис. 3.23.) [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 94 – 114, 119, 124, 125, 133 -178].

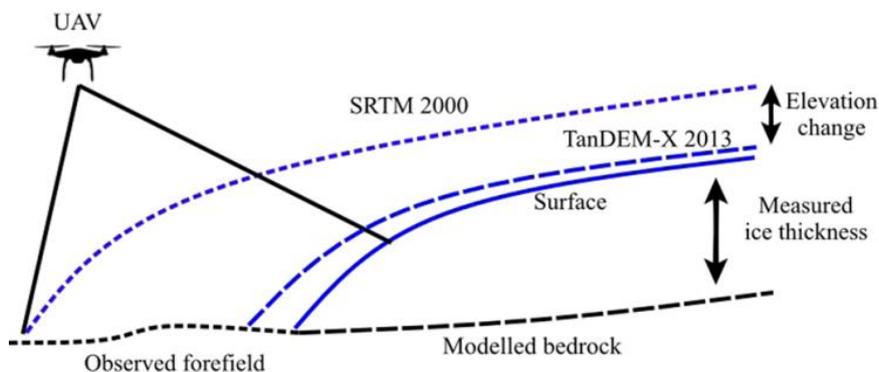


Рисунок 3.23. Схема фронта расположения и переднее поле ледника были нанесены на карту с помощью БПЛА для получения ЦМР и расширения смоделированного поля коренных пород. Поверхность представляет собой отметку поверхности в год полевых кампаний (2017/2019).

Здесь использование контуров RGI6.0 привело бы к значительному занижению общего объема льда ледника из-за недооценки общей площади ледников [110; 111].

Надстройка TerraSAR-X для цифровой миссии измерения высоты (TanDEM-X) (2013) выбрана для представления базового представления поверхности ледника. Данные Цифровой Модели Рельефа Высокогорной Азии (НМА) [112] содержат артефакты, разбросанные по поверхности ледника.

Кроме того, три применяемые модели в основном откалиброваны с использованием локально усредненных значений уклона поверхности, которые не претерпели значительных изменений за интересующий период.

Исходные данные TanDEM-X преобразуются в проектируемую систему координат UTM44N (подходящую между 78 E и 84 E) для ледников Ашу-Тор, Борду и Кара-Баткак, и UTM43N (подходящую между 72 E и 78 E) для Голубина, и интерполированы на регулярную сетку 25×25 м с использованием кубической интерполяции на основе триангуляции. Чтобы правильно рассчитать высоту коренной породы по полю толщины льда,

высоты над площадью ледника корректируются с учетом таяния льда, чтобы соответствовать дате полевых кампаний.

Для этого сначала получают среднегодовые коэффициенты dh/dt на основе разницы между Цифровой Моделью Рельефа TanDEM-X (2013 г.) и Цифровой Моделью Рельефа SRTM (2000 г.) по всей площади ледников (см. также раздел 3.1.2.).

Затем экстраполируют Цифровую Модель Рельефа TanDEM-X с 2013 на 2017 год для ледников Борду и Кара-Баткак и на 2019 год для ледников Ашу-Тор и Борду, вычитая средние значения dh/dt за количество лет до года полевых походов.

На фронтальных участках, кроме ледника Кара-Баткак, поверхностная Цифровая Модель Рельефа за год полевых походов получается из Цифровых Моделей Рельефа, созданных фотограмметрически по изображениям БПЛА (см. Рис. 3.23.) [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 94 – 114, 119, 125, 133 -178].

Распределение толщины льда ледников Ашу-Тор, Борду, Голубина и Кара-Баткак. Окончательные составные распределения толщины льда предоставлены (см. Рис. 3.24.).

Для ледника Ашу-Тор отчетливо характерен самый толстый лед в центральной части ледника, вдоль осевой линии ледника, толщиной до 200 м. ELA (линия равновесия ледника) располагается в этой относительно ровной части. По направлению к устью ледника и к области накопления толщина льда постепенно уменьшается.

На бортах долины толщина льда быстро уменьшается с одинаковой скоростью по обеим сторонам долины (см. Рис. 3.24.).

Толщина льда ледника Ашу-Тор минимальна в самых высоких частях зоны аккумуляции, где поток льда ограничен, а поверхность крутая (на краю). Объем ледника (см. Табл. 7) составляет $0,389 \pm 0,078$ км³, принимая во внимание возможные ошибки (см. раздел 3.4.). Для ледника Борду в центральных частях характерны значения мощности 60–120 м.

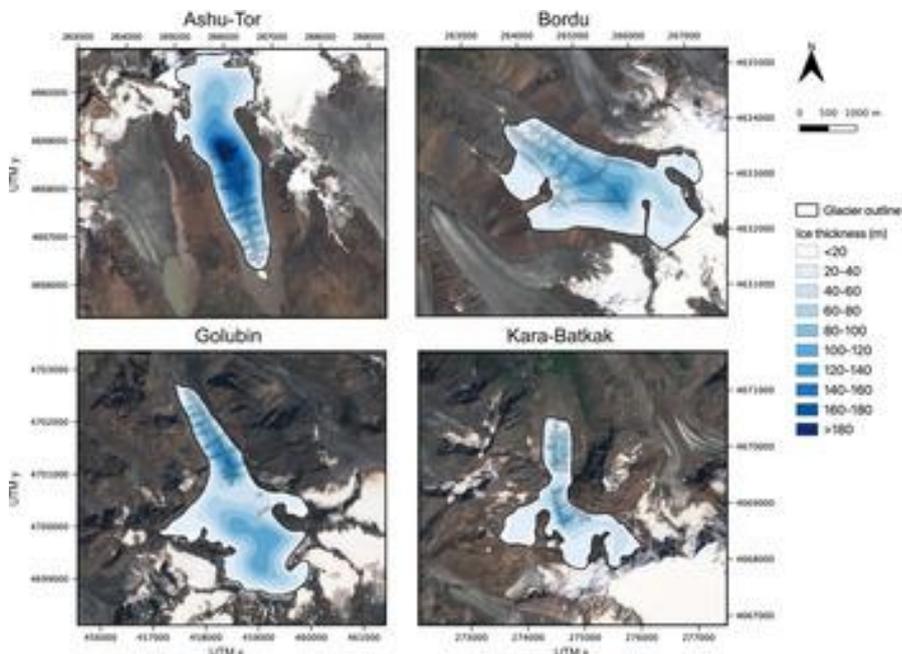


Рисунок 3.24. Спутниковые снимки показывающие сложные условия для оценки толщины льда на четырех ледниках. Места измерения толщины льда обозначены кружком. Цвет кружков соответствует измеренной толщине льда.

Это совпадает с большим плоским телом ледника, что соответствует предположению о пластическом течении, которое связывает толщину льда обратно пропорционально уклону поверхности.

Ледник Борду обычно характеризуется более крутыми краевыми зонами в областях скопления (сильный градиент высотных контуров), что приводит к минимальной толщине льда в этих частях.

Это близко соответствует смоделированному распределению толщины льда с использованием модели GlabTop и отметкам поверхности из SRTM и ASTER (Петраков и др., 2016 г.). [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 94 – 114, 119, 124, 125, 133 -178].

Таблица 7. Площади для оценки объема льда в распределении составной толщины выбранных ледников (км³).

Весь ледник	4 098 375
Область аккумуляции	2 982 875
Область абляции	1 115 500
Участки чистого льда	1 108 110
Участки сплошного моренного покрытия	6 273
Участки разреженного моренного покрытия	1 116

Таблица 8. Объем измеренных ледников

	Ashu-Tor	Bordu	Golubin	Kara-Batkak
2017	No data	0.291 ± 0.058	No data	0.096 ± 0.019
2019	0.389 ± 0.078	No data	0.290 ± 0.061	No data

Суммирование толщины льда по всему леднику приводит к объему льда в размере $0,291 \pm 0,058$ км³ в 2017 году.

Это примерно вдвое больше, чем у ледника Сары-Тор, расположенный в соседней долине с Борду, и чья площадь лишь немного меньше [107].

С другой стороны, ледник Голубина состоит из двух участков с более толстым льдом, разделенных ледопадом в средней части ледника.

В настоящее время ледопад отмечает границу между относительно плоской областью абляции и плоской областью аккумуляции.

Можно выделить две зоны с толщиной льда более 120 метров: одна в самой высокой части области абляции, чуть ниже ледопада, а другая в центральной части зоны аккумуляции, где градиент высотных контуров слабый. Эта картина очень похожа на смоделированную толщину льда [113].

Однако максимальная толщина льда, указанная в последнем исследовании, значительно больше, что, вероятно, вызвано использованием только подхода с постоянным пределом текучести.

Общий объем льда ледника Голубина составляет $0,290 \pm 0,061$ км³, что аналогично объему ледника Борду. Большой диапазон погрешности объема

льда ледника Голубина является результатом значительной доли неизмеренной площади этого ледника.

Расчетный объем льда ледника Голубина близок к значению объема льда $0,32 \pm 0,09$ км³, оцененному [113] с использованием только топографии поверхности SRTM и контура ледника, соответствующего 2002 г. (RGI v6.0). Разницу в объеме можно объяснить потерей объема льда между 2002 и 2019 годами и вероятным завышением максимальной толщины льда с помощью модели GlabTop.

Ледник Кара-Баткак, самый маленький и тонкий среди четырех изученных ледников, отличается сложной формой и наличием различных ледопадов.

На леднике можно выделить два участка с более толстым льдом (более 100 м), которые разделяет участок с более тонким льдом. Как и для других ледников, максимальная толщина льда связана с более плоскими участками как в области абляции, так и в области аккумуляции.

Для ледника Кара-Баткак общий объем ледникового льда составляет $0,096 \pm 0,019$ км³ (см. Табл. 8).

Топография коренной породы каждого ледника определяется путём вычитания составного распределения толщины льда из скорректированной высоты поверхности ледника (см. раздел 2.5.).

Эта топография коренной породы дополняется данными Цифровой Модели Рельефа (ЦМР) фронтальной области ледника, полученными из изображений с Дрона (см. Рис. 3.25).

Для ледника Кара-Баткак, где измерения с помощью БПЛА не проводились, топография коренных пород была интерполирована между выступом ледника в 2017 году и областью за пределами его границы в 2002 году (RGI v6.0). В отличие от многих долинных ледников, существенных переуглублений или впадин в коренных породах не наблюдается, (см. Рис. 3.25. и 3.26.) [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 94 – 114, 119, 124, 125, 133 -178].

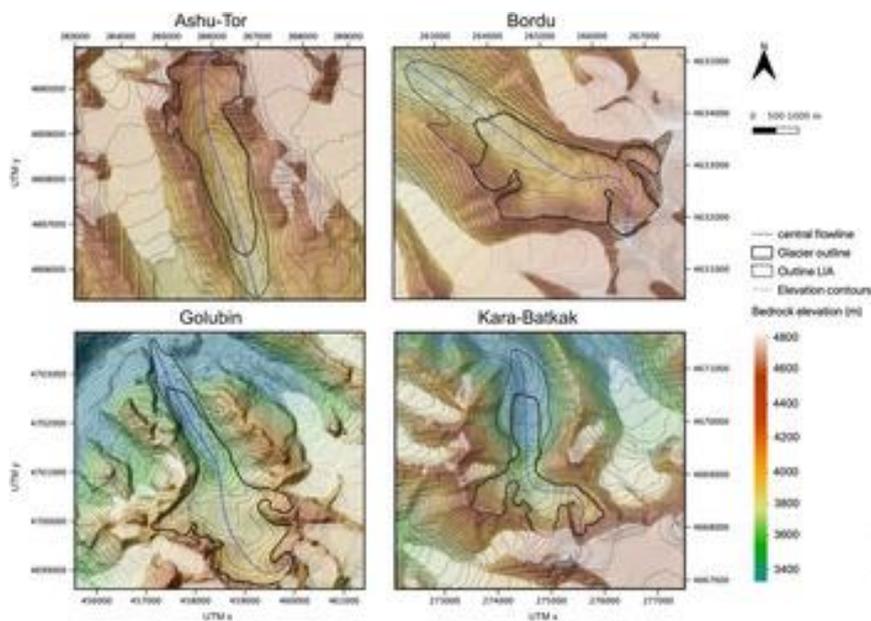


Рисунок 3.25. Карты топографических высот коренных пород и центральная линия потока (синяя линия) различных ледников. Контуры добавляются через каждые 20 м. Степень LIA оценивалась по составным изображениям Sentinel-2 в истинных цветах, а для Голубина по данным Aizen и др. (2006 г.).

В целом, коренная порода уклоняется в сторону верхней части ледников.

В районе под выступом ледника наклон коренных пород минимален, что может указывать на значительное влияние эрозии и отложения ледников. Аналогичные процессы наблюдались и для ледника № 354 [105], а также ледника Сары-Тор Тор (Петраков и др., 2014).

Система долин ледников Ашу-Тор и Борду характеризуется сравнительно плоскими днищами долин и более крутыми участками на краях долин. В то время как коренная порода ледников Голубина и Кара-Баткак состоит из более изменчивой местности с крутыми участками, (ниже ледяных обвалов), и более плоскими участками ниже и выше ледяных обвалов.

Различные мелкие впадины в коренных породах верхних частей долин ледников Борду и Голубина указывают на ледниковый цирк.

Это вершины долин, сформированные в ложбины в результате эрозии небольшого ледника.

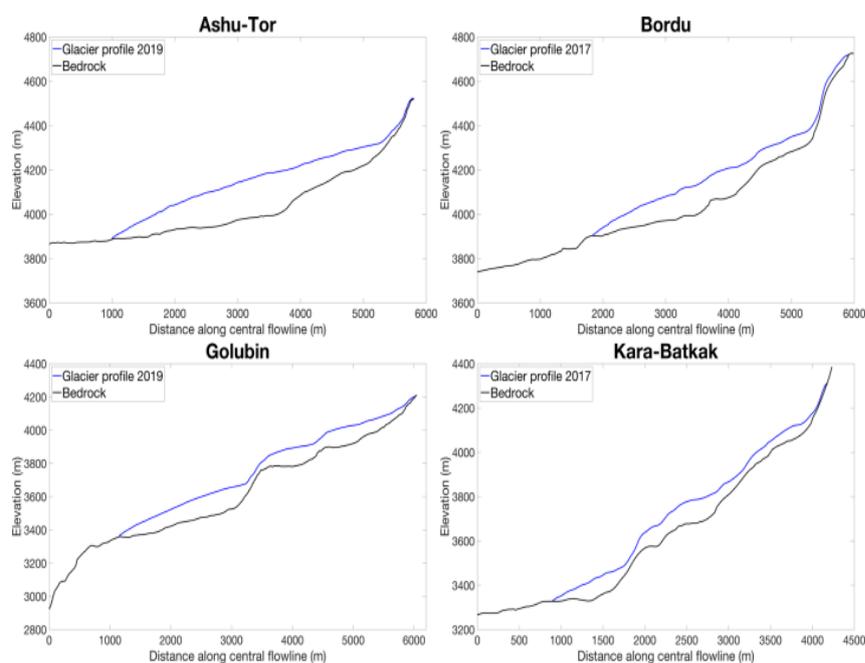


Рисунок 3.26. Профили центральных «трубопроводов» различных ледников.

После отступления ледников они могут привести к образованию небольших озер - каровых. Такой неправильный рельеф коренных пород можно также наблюдать под ледником № 354 [105].

3.6. Оценка баланса массы ледников

Режим ледников является наиболее наглядным показателем эволюции оледенения горной системы при изменяющемся климате.

Характер изменения баланса массы ледников определяет скорость их динамической реакции на изменения климатических условий, изложено в [89].

Баланс массы – опорных ледников Кара-Баткак, Сары-Тор, Борду важнейшая характеристика состояния ледников поступают ежегодно в международную сеть WGMS (Цюрих, Швейцария) Всемирную службу мониторинга ледников, для прогноза изменения тренда деградации исследуемого оледенения.

Мониторинг ледника Кара-Баткак по данным измерений с 2013 и по 2023 годы, имеет отрицательные масс балансовые показатели.

Максимальное уменьшение баланса массы -1120 мм водного эквивалента зафиксированы 2016/17 гг, т.к. проявилась аномально жаркое лето в 2017 г.

и Тренды вариации баланса массы ледника Кара-Баткак и динамики с 1957 года демонстрируется на рисунке (см. Рис. 3.27.).

С 1957 по 2019 год масс баланса ледника имели место в 5 сезонах: 1957/58, 1963/64, 1966/67, 1970/71 и 1971/72 годах положительные значения. В течении 60-лет масс баланс ледника Кара-Баткак, являлся отрицательным. При этом, расход воды составил более 86 млн.м³, т.е. слой стока с поверхности ледника равен 28870 мм. С середины XX века суммарный баланс массы ледника Кара-Баткак показывает на снижение их ресурсов.

На первоначальных этапах развитие потери массы ледника имели умеренные тренды. С 1970-х годов происходит резкая смена в деградации ледника, вследствие проявления изменений и роста аномально высоких температур воздуха. Рост на графике наклона кумулятивной кривой баланса массы ледника доказывает об реком сокращении ледовых ресурсов не только на Кара-Баткаке, а также в смежных и удаленных ледниках Шумского в Джунгарском Алатау, Абрамова в Гиссаро-Алае и Голубина, и горных хребтах Кыргызского Тянь-Шаня и Памиро-Алая [89].

Изменчивость среднегодовых расходов воды на р. Чон-Кызыл-Суу за период с 1930 по 2017 годы и кумулятивный баланс массы ледника Кара-Баткак демонстрируется на рисунке (см. Рис. 3.28.).

На рисунке 3.28 показано, что с 1930 года, происходит рост расходов воды по р. Чон-Кызыл-Суу в сравнении с среднегодовыми показателями 4,25 м³/с к 2018 году составляет до 6,45 м³/с.

Устойчивый относительно квазистационарный этап развития ледников и ледового стока с 1970 годов находилась на стадии роста водности реки, что дополнительно увеличилась после 1994 г.

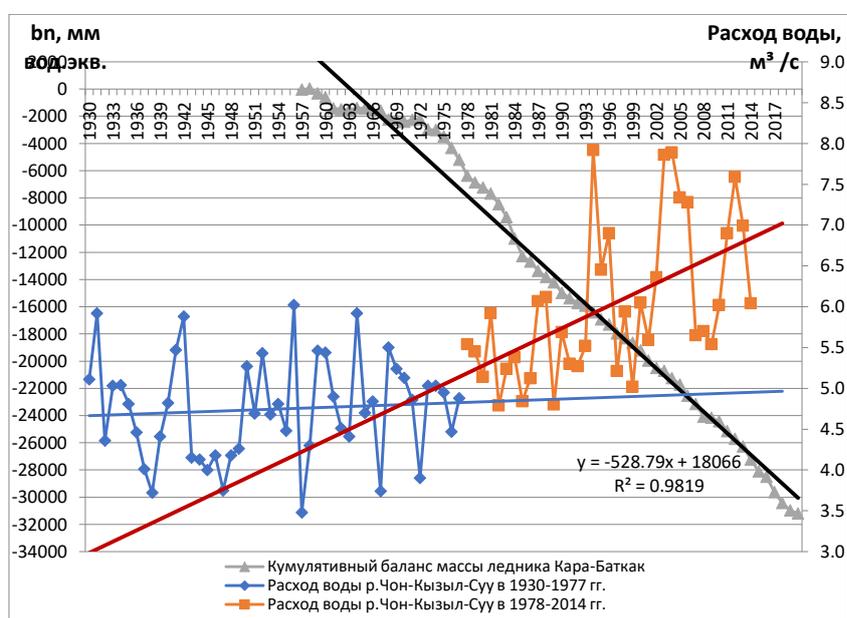


Рисунок 3.28. Графики трендов кумулятивного баланса массы ледника Кара-Баткак (в период 1930-2021 гг.) и изменчивости среднегодовых расходов воды р. Чон-Кызыл-Суу (в период 1956-2020 гг.)

В аномальные годы нормы расходов достигли значений 8 м³/с, что не наблюдались за прошедшие 90 лет на территории Кыргызского Тянь-Шаня и трансграничных горных стран.

Лаборатория “Гляциологии” за последние 6 лет проводила наблюдения на ключевых ледниках Сары-Тор и Борду.

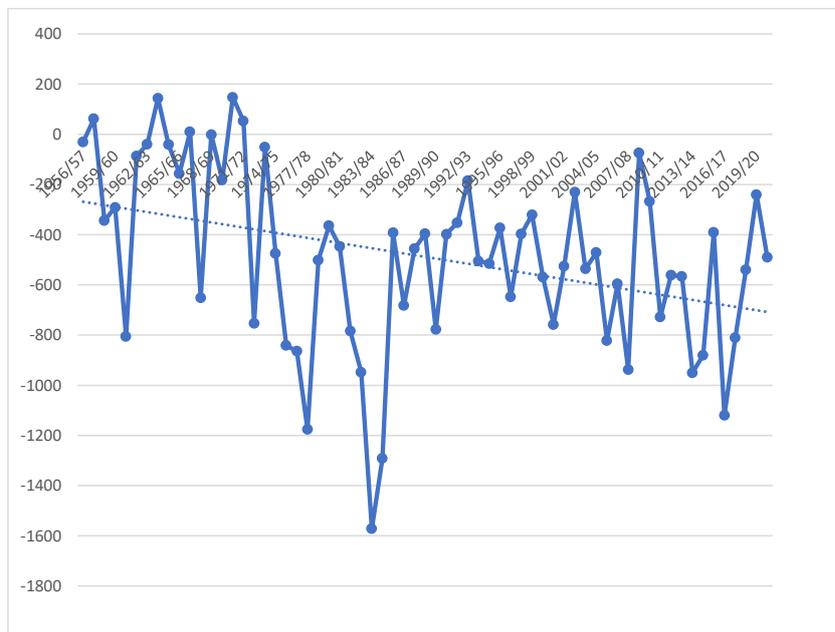


Рисунок 3.27. График и тренд изменчивости оценка баланса массы полученные инструментальными измерениями за время 1956/57-1997/98 и 2013/14-2020/21 гг.; дополненные данными реконструкции балансовых годов за время 1998/99-2012/13 (Губановым А.С., 2019) для ледника Кара-Баткак за 1957-2019 гг.

По данным Кузьмиченка В.А. получен кумулятивный баланс массы ледника Сары-Тор для интервала времени 1930-1984 и 1990-2014 гг., а по данным ИВПиГЭ НАН КР для периода 2015-2019 гг. демонстрируется на рисунке (см. Рис. 3.30) [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 94 – 114, 119, 124, 125, 133 -178].

На графике тренд изменения баланса массы ледника Сары-Тор нисходящий в течение многих лет времени с 1930 года по настоящее время, аналогичную тенденцию имеет ледник Кара-Баткак (см. Рис. 3.30).

На рисунке 3.29 приведены графики определения в 2014/15-2020/21 балансовые годы масс балансы ледников Сары-Тор, Борду и Кара-Баткак.

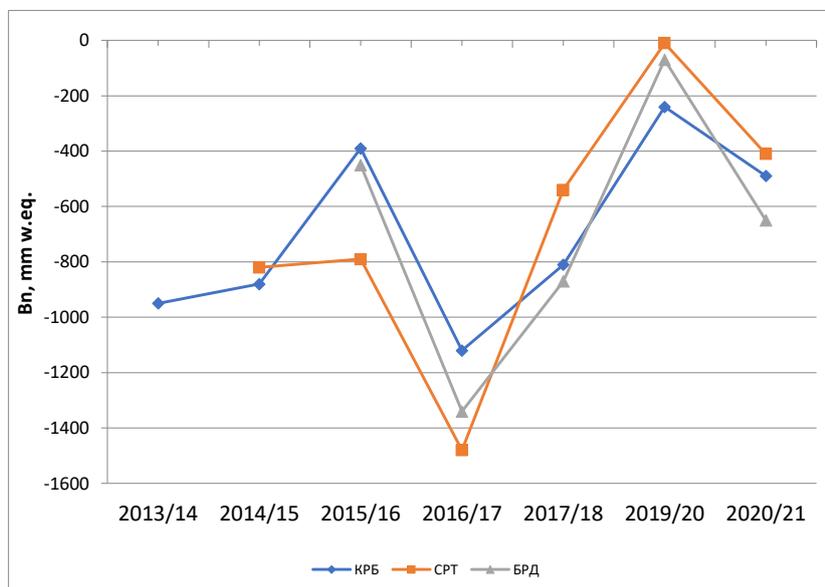


Рисунок 3.29. График изменения за 2014/2021 балансовые годы баланс массы трех опорных ледников Кара-Баткак, Сары-Тор, Борду.

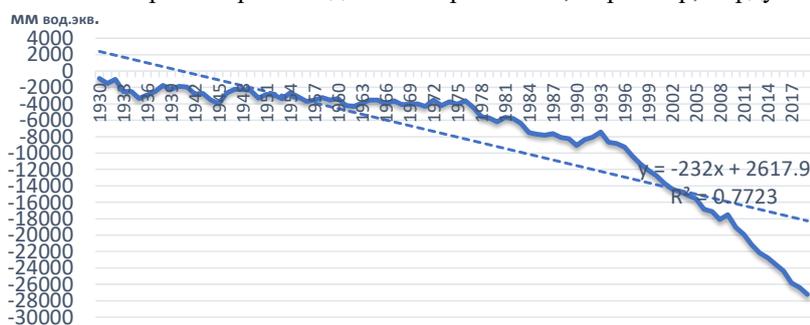


Рисунок 3.30. График изменения по реконструированным В.А. Кузьмиченком значениям баланса массы для периодов 1930-1984 и 1990-2014 гг. и по данным ИВПиГЭ НАН КР для периода 2015-2019 гг. кумулятивного баланса массы ледника Сары-Тор

Мониторинг баланса массы опорных ледников подтверждает распад оледенения, вызванный глобальным потеплением, как в Иссык-Кульской области, так и во Внутреннем Тянь-Шане и всего Кыргызстана.

3.7. Оценка динамики ледникового стока в условиях изменения климата

Горные ледники, есть природный концентратор пресной питьевой экологически чистой воды. Ледники гор Тянь-Шаня весьма чувствительны к колебаниям температуры воздуха и выпадения осадков, а потепление климата приводит к их деградации.

По данным Авсюка Г.А. таяние ледников происходит не внутри ледника и не под ледником, а преимущественно формирование ледникового стока связано тесно с поверхностным таянием [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 94 – 114, 119, 124, 125, 133 -178].

На гидрологическом посту Кашка-Тор где исток на абсолютной отметке 3260 м ледника Кара-Баткак, имеется установленный замыкающий створ, где подъем нулевой изотермы происходит концу мая - началу июня, когда тают на леднике сезонный снег и измеряется расхода и уровень воды по р. Кашка-Тор. На гидропосту Кашка-Тор-исток за период с 2016 по 2018 годы среднесуточный расход воды измеряется ежесуточно, что показывает динамику расхода воды в в указанной выше реке (см. Рис. 3.31.).

На основе измерений расходов воды создаётся и периодически обновляется кривая, отображающая зависимость расходов воды от уровня. Используя, регистратор уровня воды ОТГ OrpheusMini (логгер), были подсчитаны среднесуточные уровни воды.

Затем, применяя программу Hydroaccess, были рассчитаны среднесуточные расходы воды за период с 2016 по 2018 год. На основе полученных данных были составлены гидрографы стока.

Эти гидрографы отражают динамику расхода воды в течение наблюдаемого периода, что предоставляет ценную информацию для понимания водного баланса и процессов, происходящих в бассейне реки.

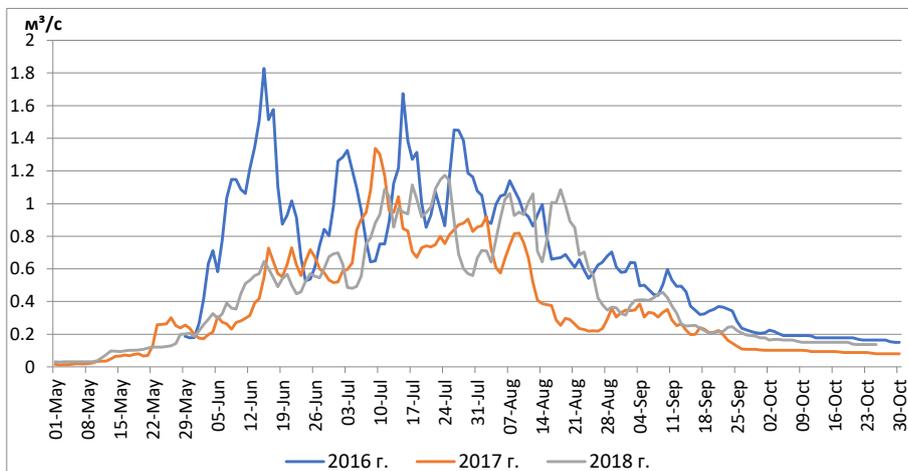


Рисунок. 3.31. График изменчивости среднесуточных расходов воды в р. Кашка-Тор за время с 2013 по 2017 годы по результатам ежесуточных измерений уровня и расхода воды.

Генетические составляющие водного стока: снеговой зависит от снеговой осадки холодного периода, ледниковой и дождевой зависит от осадков теплого периода сезона года.

При расчете водности русла реки учитывают всю площадь водосбора 7,53 км², а в расчетах ледникового стока площадь ледника без забронированной части – 2,5 км².

Среднегодовой сток с ледникового бассейна Кара-Баткак за 1957-1968 гг., на створе Кашка-Тор-исток по результатам гидрометрических измерений составил 5345 мм. Он формировался из следующих компонентов: от таяния льда на ледниковых языках - 1660 мм; от таяния льда под боковыми моренами - 415 мм; от таяния атмосферных осадков с той же площади - 886 мм; от таяния снега и фирна на фирновых полях - 708 мм; от таяния атмосферных осадков на склонах ледникового бассейна - 760 мм; от руслового стока в створе - 916 мм.

По генетическому вертикальному расчленению гидрографа стока р. Кашка-Тор за 2013-2017 гг. проведенные расчеты источников питания дали

следующие результаты: от 25% до 40% (среднее многолетнее - 31%) сезонная снеговая; от 52% до 72% (при среднем - 64%) ледниковая; от 3% до 8% (при среднем - 5%) дождевая; соотношения между которыми зависят от источника питания и метеорологических характеристик местности, конкретного года.

Отсюда следует, что за истекший период времени доля снегового питания уменьшилась, ледникового – возросла, а дождевого – осталась неизменной.

Наибольший слой стока с ледника Кара-Баткак был зарегистрирован в 2017 г. - ледниковая составляющая стока достигала максимума в 72%. Это было предопределено метеорологической спецификой периода абляции в 2017 году: по сравнению с 2013 и 2015 гг. количество дней с осадками было равным, но осадков выпало меньше - всего 306 мм; была зафиксирована самая высокая температура воздуха (+5,6°C); период абляции отличался исключительной продолжительностью - 105 дней. В 2021 году на леднике Кара-Баткак продолжались гидрологические наблюдения на гидростворе Кашка-Тор-исток (3260 м), а также на ГМС Чон-Кызыл-Суу на гидропосту Кашка-Тор-устье.

Наблюдения включали использование автоматического датчика уровня воды (логгера), периодические контрольные измерения уровня воды по сваям, и скорости воды с помощью электронной вертушки (ИСП-1М). Полученные результаты за 2021 год в настоящее время находятся в стадии обработки.

В 2017 году ежедневные измерения расходов и уровня воды на гидропосту Кашка-Тор-исток были заменены еженедельными измерениями из-за установки автоматических датчиков уровня воды (логгеров) на гидропостах Кашка-Тор-исток и Кашка-Тор-устье (ГМС Чон-Кызыл-Суу).

Датчики измеряют уровень и температуру воды в реке. Используя данные логгеров, были подсчитаны среднесуточные уровни воды. Затем, с применением программы Hydroaccess, нами среднесуточные расходы воды

рассчитаны были на гидропосту Кашка-Тор-исток за период 2016-2019 годов (см. Рис. 3.32.). Места установки логгеров показаны (см. Рис. 3.33.).

Результаты измерения расходов и уровня воды, полученные на гидропосту Кашка-Тор-исток с помощью логгера и путем ручного измерения электронной вертушкой представлены на ниже следующем графике (см. Рис. 3.37.).

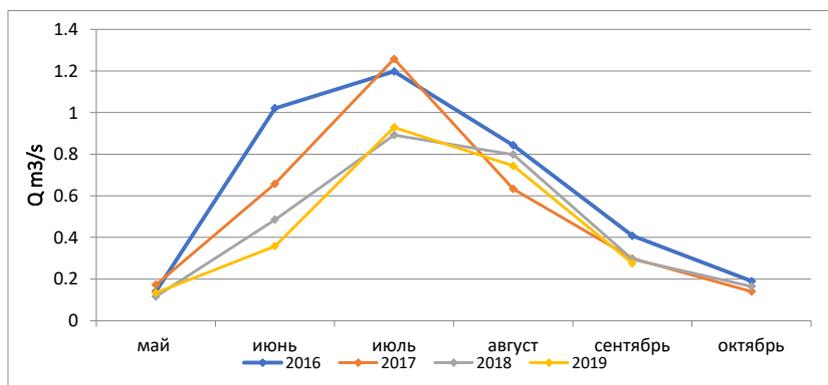


Рисунок 3.32. График изменения среднемесячных расходов воды за период 2016-2019 гг по р. Кашка-Тор-исток

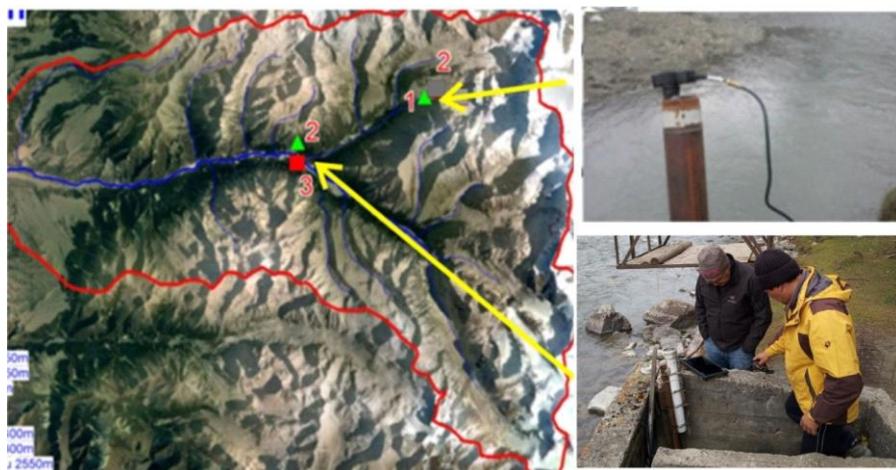


Рисунок 3.33. Космоснимок местоположения и фотодокументы измерений на гидропостах Кашка-Тор-устье (2500 м) и Кашка-Тор-исток(3200 м) где установлены логгеры измерения уровня воды на указанных реках

Приведены результаты, полученные с этих логов, подлежащие последующей обработке в программе Hydraccess (см. Рис. 3.34.).

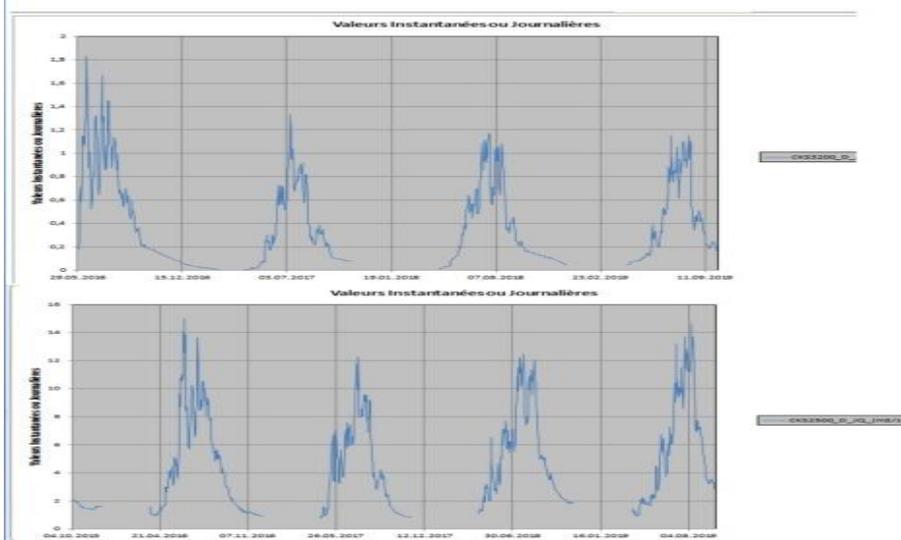


Рисунок 3.34. Один из примеров результатов, полученных с установленных на р. Кашка-Тор логов, подлежащих последующей обработке в программе Hydraccess.

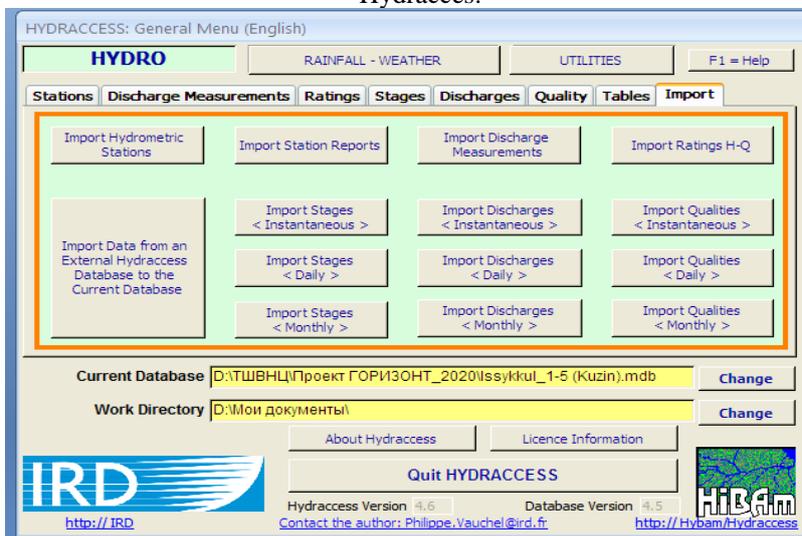


Рисунок 3.35. Программа Hydraccess, для анализа гидрологических данных.

Для обеспечения надежности данных на гидропостах Кашка-Тор-исток и Кашка-Тор-устье, параллельно с использованием автоматических систем, выполняется ручное измерение уровня и расходов воды. Показан процесс (см. Рис. 3.36.) ручного измерения расходов и уровня воды на ГП Кашка-Тор-устье (слева), и на ГП Кашка-Тор-исток (справа).

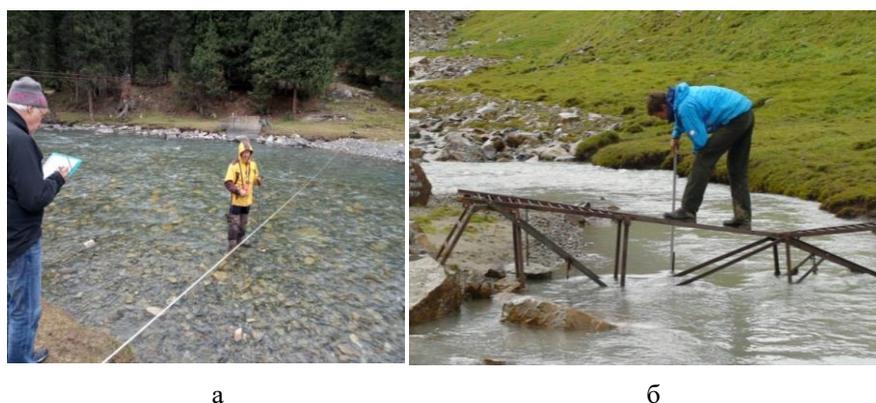


Рисунок 3.36. а) - измерение расходов и уровня воды на ГП Кашка-Тор-устье. б) - Кашка-Тор-исток с помощью электронной вертушки.

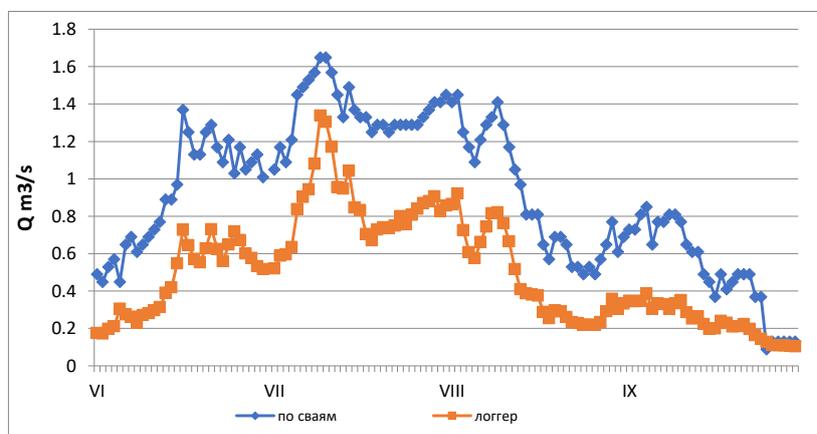


Рисунок 3.37. Среднесуточные расходы воды в реке Кашка-Тор-исток за теплый сезон 2017 года, измеренные ручным способом (с помощью электронной вертушки) и с помощью логгера (синим цветом показаны расходы воды, измеренные ручным способом, красным цветом - расходы воды по данным логгера).

Из анализа графика видно, что расходы воды, измеренные с помощью электронной вертушки и логгера, демонстрируют хорошую корреляцию, хотя и существуют различия в показаниях.

В среднем, данные, полученные электронной вертушкой, показывают расход воды на 0,4 куб./с больше по сравнению с результатами, полученными с помощью логгера. Это существенная разница.

Одна из основных причин этого различия может заключаться в разных сроках фиксации уровня и расходов воды в реке.

Логгер фиксирует данные каждые 30 минут (48 раз в сутки), в то время как электронная вертушка используется для измерения расходов только дважды в день – утром в 8:00 и вечером в 20:00, согласно наставлению Гидромета.

Это приводит к тому, что ночные минимальные расходы не фиксируются, а учитываются только дневные максимальные, что, в свою очередь, усиливает тренд повышения показаний расходов воды по сравнению с данными логгера. Эксперимент по одновременному измерению расходов воды с помощью логгера и электронной вертушки и последующая фиксация данных показал плотную корреляцию между двумя методами измерения.

Эти результаты подтверждаются приведенным графиком.

На графике (см. Рис. 3.38.) демонстрируются результаты эксперимента по измерению расходов воды с помощью логгера и электронной вертушки, проведенного в одно и то же время с фиксацией полученных данных.

В результате наблюдается плотная корреляция расходов воды, измеренных с использованием электронной вертушки и логгера.

Мы установили связь на гидропостах Кашка-Тор-исток и Кашка-Тор-устье между температурой и уровнем воды в реке Кашка-Тор за период с 2016 по 2019 год (см. Рис. 3.40. и Рис. 3.41.). [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 90, 94 – 114, 119, 124, 125, 133 -178].

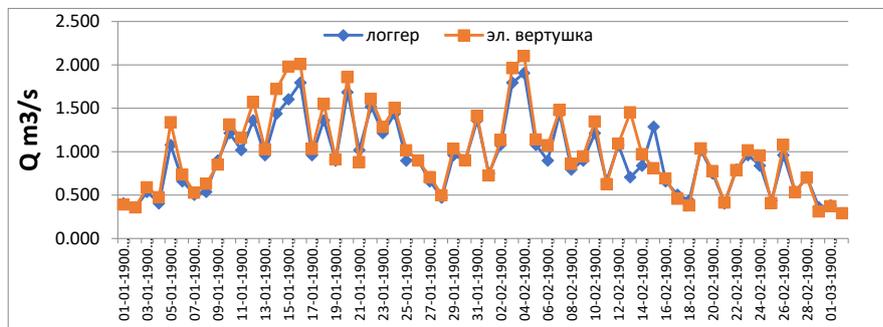


Рисунок 3.38. Среднесуточные расходы воды на ГП Кашка-Тор-исток за 2016 год (синим цветом представлена линия расходов воды, измеренных с помощью логгера, красным цветом - линия расходов воды, измеренных электронной вертушкой).

Коэффициент корреляции измеренных расходов оказался весьма высоким - 0,96, что наглядно видно из ниже приведенного графика (см. Рис. 3.39.).

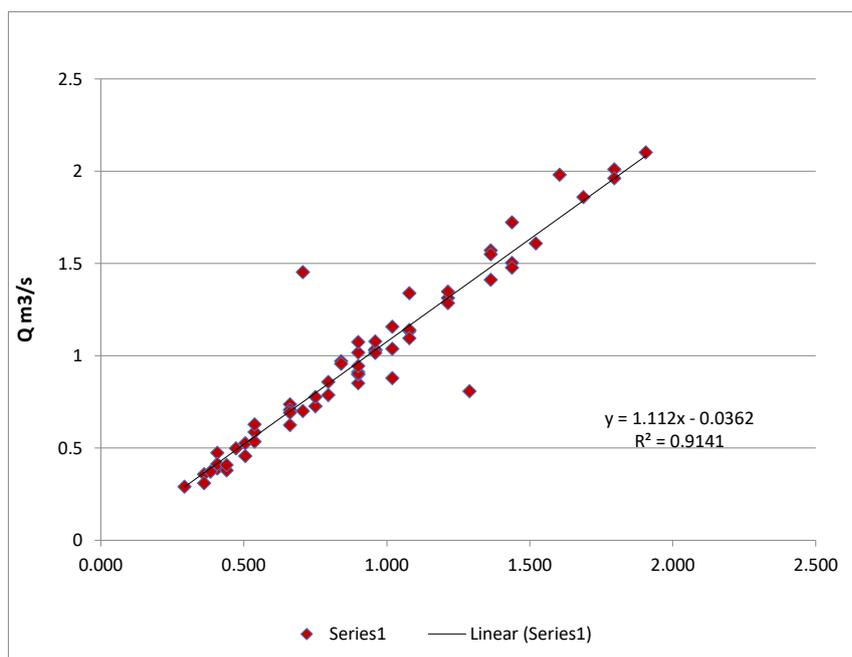


Рисунок 3.39. Связь расходов воды на ГП Кашка-Тор-исток, измеренных электронной вертушкой и с помощью логгера.

Уровень воды в реке фиксируется каждые 30 минут. Согласно данным, представленным на этих графиках, повышение уровня воды наблюдается в летний период, в основном в конце июля - начале августа.

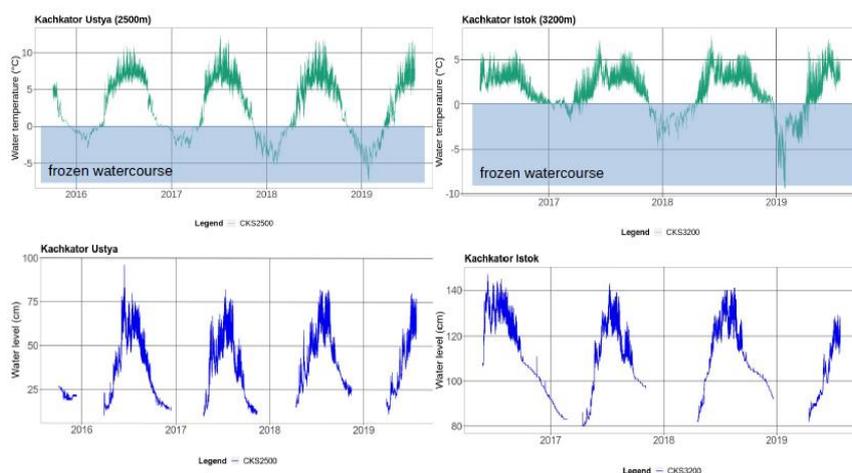


Рисунок 3.40. Связь температуры и уровня воды на ГП Кашка-Тор-исток и Кашка-Тор-устье.

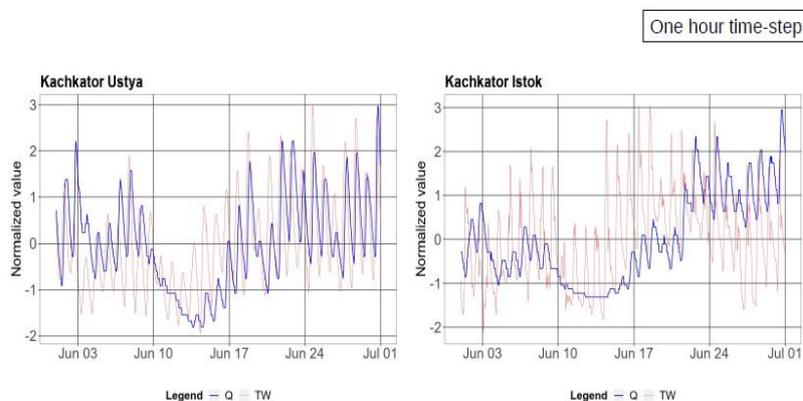


Рисунок 3.41. Связь температуры и расходов воды на ГП Кашка-Тор-исток и Кашка-Тор-устье.

Представлены графики колебаний расходов воды на гидропостах за период с 2016 по 2019 годы (см. Рис. 3.42.). Эти графики построены на основе данных, полученных с помощью логгеров. Расчёт расходов воды проводился каждый час с использованием специально разработанной программы.

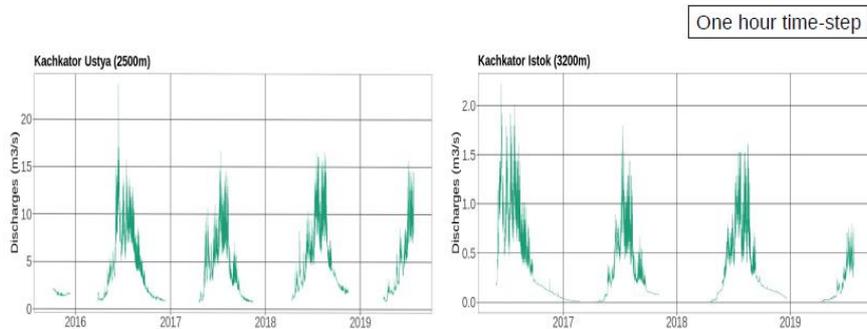


Рисунок 3.42. Колебания расходов воды на ГП Кашка-Тор-исток и Кашка-Тор-устье период 2016-2019 гг.

Калиброванные кривые расходов воды на ГП Кашка-Тор-исток и Кашка-Тор-устье представлены (см. Рис. 3.43.).

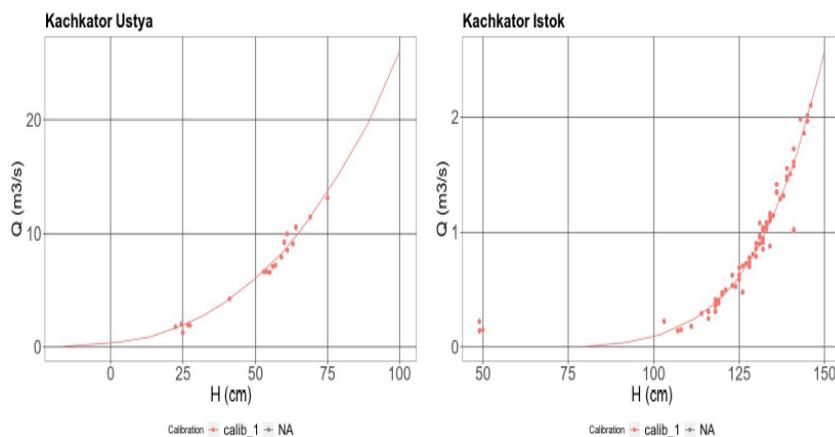


Рисунок 3.43. Калиброванные кривые расходов воды на ГП Кашка-Тор-исток и Кашка-Тор-устье.

Установленная связь между температурой воды в реке Кашка-Тор с её уровнем и расходом можно объяснить следующим образом: повышение температуры воздуха приводит к усиленному таянию ледника Кара-Баткак, что, в свою очередь, вызывает повышение уровня и расхода воды в реке.

Из-за повышения температуры воздуха также увеличивается температура воды, как непосредственно стекающей с поверхности ледника Кара-Баткак, так и в транзитной зоне реки Кашка-Тор.

Таким образом, такая связь может служить косвенным показателем абляции ледников и температуры воды в гляциальном стоке, что представляет собой дополнительный инструмент для наблюдения за абляцией ледников. [1, 2, 5, 6, 12, 21, 60, 79, 89, 94 – 114, 124, 125, 133 -178].

Мониторинг наблюдаемых нами ледников в 2021 году и сравнение с данными прошлых лет позволили сделать следующие выводы:

1. Восходящий тренд суточной абляции на леднике Кара-Баткак за период с 2008 по 2021 год и с 1956 по 1968 год, зависит от роста температуры воздуха и зависит от глобального потепления климата.

2. В 2021 году и начиная с 1957 год баланс массы ледника Кара-Баткак закономерно нисходящий, что указывает на процесс деградации оледенения.

3. Баланса массы ледника Сары-Тор с 1930 года восстановлен (методом математического моделирования) и по ходу изменчивости имеет устойчивый нисходящий тренд, подобный репрезентативному леднику Кара-Баткак.

4. При толщине моренного чехла более 1 метра на леднике Кара-Баткак выявлено, что таяние льда замедляется и практически полностью прекращается, и наоборот при мощности чехла грунта моренного комплекса до 9 см таяние льда усиливается с ростом мощности чехла морены.

5. Площадь забронированных ледников в Кыргызстане, покрытых моренным чехлом, больше суммарной площади открытых ледников.

6. На плосковершинном леднике Григорьева (ледник находится на высоте от 4230 до 4800 м) наблюдается резкое уменьшение абляции с ростом абсолютной высоты, что не характерно для долинных ледников.

7. Дешифрирования аэрофотоснимков-АФС и комофотоснимков-КФС позволили выявить изменчивость площади ледников бассейне р. Чон-Кызыл-Суу за 56 лет (с 1965 по 2019 гг) сократилась на 22%, что коррелируется с данными деградации ледников на территории Кыргызстана.

8. Процесс деградации оледенения на территории Кыргызской Республики происходит с катастрофически высокой скоростью. Это явление сопоставимо с тенденциями, наблюдаемыми в других районах Центральной Азии, Евразии и на глобальном уровне.

9. Инструментально на гидрологических постах по р. Чон-Кызыл-Суу с 1930 года и по настоящее время измерены расходы, которые показывают восходящий тренд в изменении водности реки, свидетельствуя о преобладании области абляции над областью аккумуляции ледников. В результате этого происходит повышение расходов воды в реках, в которых значительная доля - ледниковое питание.

10. Гидрологические наблюдения подтверждают тесную связь расходов воды в реках ледниково-снегового типа питания с температурой воздуха и абляцией ледников на реке Кашка-Тор, стекающей с ледника Кара-Баткак. При повышении температуры воздуха наблюдается усиление абляции льда, и повышение расхода воды в реке, текущей от данного ледника.

Выводы по главе 3:

1. Обоснованы особенности и потенциал востребованности интегрированного мониторинга оледенения на хребте Тескей-Алатоо, на примере репрезентативного ледника Кара-Баткак.

2. Приведены данные по оценкам на основе мониторинга аккумуляции льда, абляции ледника и влияния загрязненности льда на величину абляции.

3. Рассмотрены вопросы абляции заморенных частей забронированных ледников, мониторинга движений ледника, оценок мощности и баланса массы ледника, а также определения динамики ледникового стока в условиях изменения климата.

ГЛАВА 4. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ДИНАМИКИ И ВЕКОВОЙ ЭВОЛЮЦИИ ОЛЕДЕНЕНИЯ ХРЕБТА ТЕСКЕЙ АЛА-ТОО И РОЛЬ РЕПРЕЗЕНТАТИВНОГО ЛЕДНИКА КАРА-БАТКАК

Наряду с изменениями базовых характеристик ледников, на основе имеющихся данных была выявлена динамика их геометрических параметров на современном этапе развития с 1950-60-х годов по 2020 год.

Оценку динамики деградации оледенения на хребте Тескей Ала-Тоо, осуществляли дешифрированием КФС за время съемки 1999 и 2019 годы, с картированием границ ледников расположенных на хребте Тескей Ала-Тоо. Репрезентативный ледник Кара-Баткак исследовали по ряду КФС разных лет облета с 1950-60-х гг – 1977, 1999 по 2020 годы из полученных космосъемок [Забиров, Книжников, 1962] [16, 17].

Оледенение северного склона хребта Тескей Ала-Тоо сосредоточены в интервале высот от 3000 до 5000 м. и 95% сконцентрированы в диапазоне высот от 3300 до 4500 м. [15].

Оледенения южного склона хребта Тескей Ала-Тоо максимально представлены в интервале высот от 3900 до 4600 м [16, 17].

Сезон абляции ледников на северном склоне на 15-20 дней продолжается дольше, чем на южном склоне, а климатические условия южного склона суровее, чем северном склоне хребта Тескей Ала-Тоо [16, 17].

Темпы деградации оледенения Тескей Ала-Тоо происходит неравномерно с разной скоростью, на что оказывает влияние экспозиция склона и субширотность географического расположения хребта.

4.1. Особенности определения изменения величины площади и длины ледников хребта Тескей Ала-Тоо

Суммарная площадь оледенения хребта Тескей Ала-Тоо составляет 1081 км², а их количество 1100 единиц, получили сравнительно подобное

распространение на склонах северной и южной экспозиции. Долинные ледники достигают длину 5,7 км (по данным Айланыш и др.) на северном склоне хребта Тескей Ала-Тоо, на южном склоне ледник Колпаковского имеет длину 10 км. [16, 17].

На северном склоне хр. Тескей Ала-Тоо по каталогу ледников СССР, насчитывалось 481 ледников площадью более 0,1 км² и суммарной площадью 496,7 км². В целом, по району оледенения северного склона хребта Тескей Ала-Тоо зафиксированы 675 ледников с общей площадью 510,1 км², включая 194 ледника размером менее 0,1 км², суммарной площадью 13,4 км² (Табл. 9).

Таблица 9. Обобщённые сведения о ледниках северного склона хребта Тескей Ала-Тоо.

К	S	V	AAR	S _m	L _m	T _m	H _{min}	H	H _f	H _{maxS}
675	510,1	23,316	0,52	0,8	1,52	46	3020	3658	3845	3913

Пояснение к таблице:

К-численность; S-общая площадь (км²); V – суммарный объем (км³); AAR доля аккумуляции в суммарной площади; S_m-осредненная площадь; L_m – средняя длина (км); T_m-средняя мощность (м); H_{min}-минимальная высота нижних концов (м); H-средняя высота концов ледника; H_f средневзвешенная высоты фирновой линии (м) по площади ледника; H_{maxS}- высота максимума распределения площади совокупности ледников по высоте (м).

До половины XX века, начиная с малого ледникового периода 109 ледников восточной части хребта Тескей Ала-Тоо деградировали по площади на 9,6%, сократились с 132,8 до 120 км². С 1965 по 1990 год т.е. за 25 лет, площадь оледенения в указанном выше районе уменьшилась на 8,3%. Скорость деградации ледников за время с 1990 по 2003 год выросла: с 1990 г., суммарная площадь 109 ледников деградировала на 4,7%, т.е. на 5,2 км².

Автор провёл комплексные работы для изучения изменений оледенения всей территории хребта Тескей Ала-Тоо за последние 20 лет. Район исследования автора – хр. Тескей Ала-Тоо представлен (см. Рис. 4.1.).

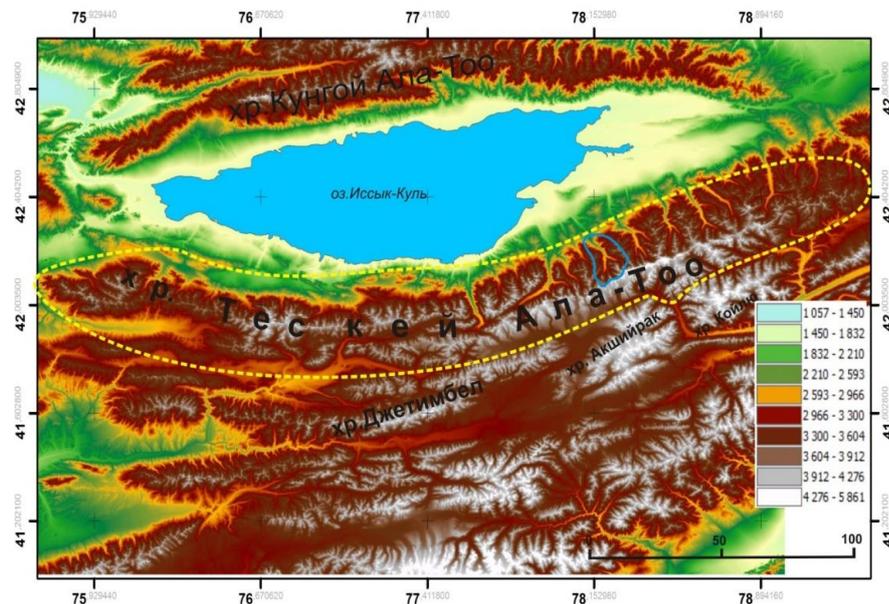


Рис. 4.1. Космоснимок района исследования. Показаны: желтыми пунктирами границы хр. Тескей Ала-Тоо; синим бассейн р. Чон-Кызыл-Суу

За 1999 и 2019 гг., для выявления особенностей динамики деградации оледенения на хр. Тескей Ала-Тоо были дешифрированы спутниковые снимки: Landsat-5 (1999 г.), Landsat-7 (1999-2000 гг.), Landsat-8 (2019 г.), Sentinel-2 (2019-2020 гг.), SkySat (2018 г.) и SRTM (2014 г.). КФС заимствованы из сайта Геологической службы США (USGS) <https://earthexplorer.usgs.gov/>. КФС снимки изображения выбраны с отсутствием облачности, и на время максимальной абляции [12, 17, 35, 38].

Космические изображения Landsat-7, Landsat-8 и Sentinel-2 преобразованы нами в RGB-композиции с различными сочетаниями каналов в комбинации 5, 6, 4 т.е. ближней, средней инфракрасных и красной видимой. Космоснимки увеличивали до разрешения по точности 10 м/пиксель и 8-го панхроматического канала. Границ водо- и ледо-разделов установили используя Цифровую модель рельефа (SRTM DEM), из данных Национального аэрокосмического агентства США (NASA) <http://earthdata.nasa.gov> (см. Рис. 4.2) [12, 17, 35, 38].

В 1999 году на хр. Тескей Ала-Тоо по отдешифрованным космоснимкам, установлено 1103 ледника с суммарной площадью 983 км².

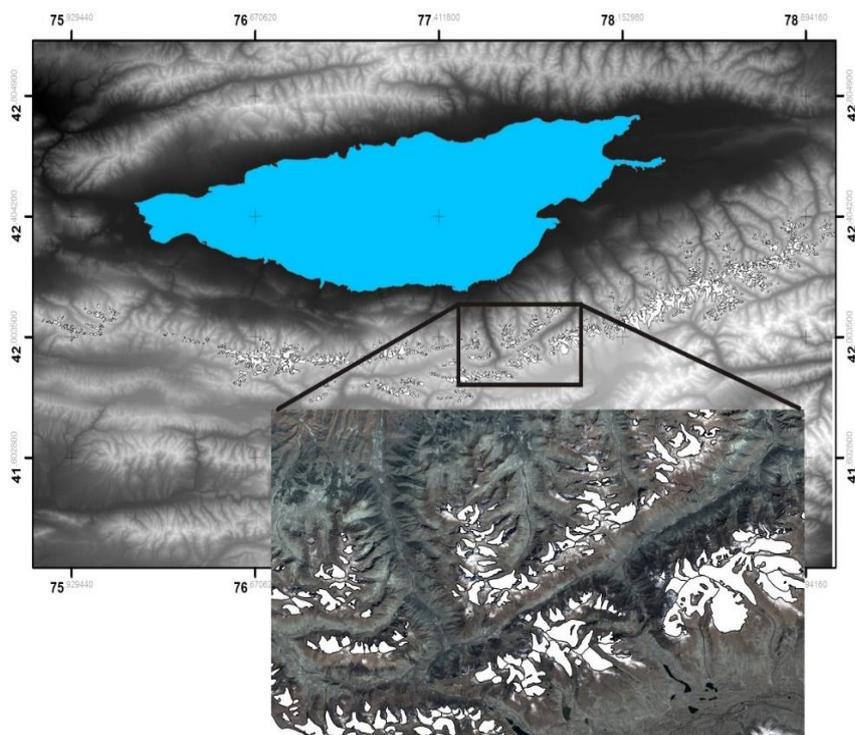


Рисунок 4.2. Космический снимок регионального контура распространения исследованных ледников хр. Тескей Ала-Тоо и карта-врезка за 2019 г. дешифрирования крупномасштабных спутниковых снимков Sentinel 2.

Количество ледников в 2019 году на хр. Тескей Ала-Тоо насчитывалось 1107, суммарной площадью 877 км², т.е. с 1999 по 2019 годы за 20 лет площадь ледников уменьшилась на 11%.

Ледники с площадью 1 км² и меньше в 1999 году составляли 30% от суммарной площади ледников на хр. Тескей Ала-Тоо, поэтому интегральная площадь ледников сократилась на 15%, а ледники с площадью более 1 км² уменьшились на 9% (см. таблицу 10). [12, 17, 35, 38].

Таблица 10. Сокращение числа и площади ледников в период 1965–2003 гг. в зависимости от их размера.

Размеры ледников по площади, км ²	Количество/площадь, км ²		Сокращение площади, % 1999/2019
	1999	2019	
<1	866/325	859/277	15
1>	237/658	248/600	9
Всего	1103/983	1107/877	10,5

Темпы деградации ледников на южном и северном склонах хр. Тескей Ала-Тоо в течение времени с 1999 по 2019 годы имеют мало различия. В процентном соотношении, ледники северного склона хр. Тескей Ала-Тоо деградировали на 11%, южного сократились на 9%.

Нами были выбраны для детальной оценки динамики деградации ледников южного склона хребта Тескей Ала-Тоо 11 ледников (Рис. 4.3. 4.4).

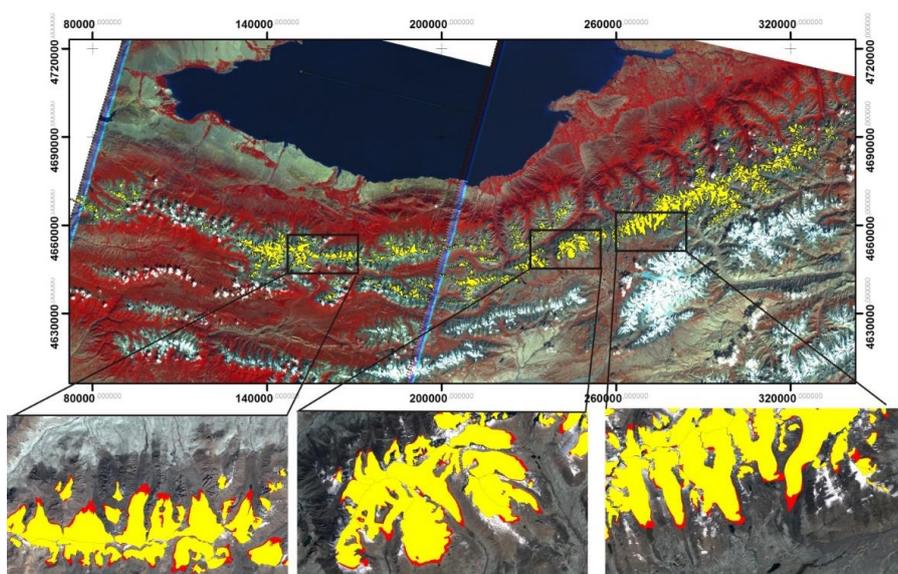


Рисунок 4.3. Изменение размеров ледников хр. Тескей Ала-Тоо период 1999 по 2019 года (красным цветом выделены положения ледников 1999 года, желтым цветом выделены положения ледников 2019 года).

Нами проведены работы по наземному мониторингу ледники Чон-Котур (№395) и Ашуу-Тор (№324) по программе КГК с 2014 года (Соглашение

ИВПиГЭ ИкГК 2014), где получены были более детальные характеристики исследуемых ледников, была также достигнута более высокая достоверность данных о ледниках южного склона хребта Тескей Ала-Тоо. [12, 17, 35, 38].

Автором по отдешифрованным космическим снимкам полученным в различные годы оценены были для ледников южного и северного склонов хр.Тескей Ала-Тоо пространственная изменчивость ледников за периоды исследований с 1965 по 2019 год и с 1991 по 2019 год (см. Табл. 10 и Рис. 4.4.). [12, 17, 35, 38].

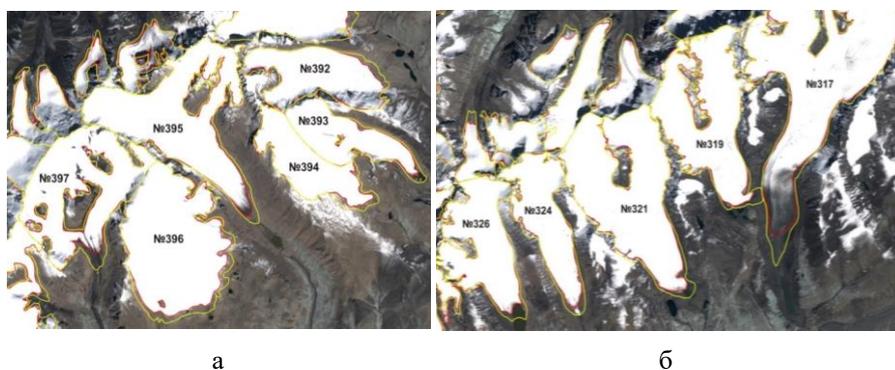


Рисунок 4.4.а). Карты космоснимок Sentinel и Sentinel-2 для дешифрирования изменчивости размеров и границ деградации ледников Чон-Котур (№395) и восточной части южного склона хр. Тескей Ала-Тоо. б). уменьшаемость размеров ледников Ашуу-Тор (№324) и центральной части южного склона хр. Тескей Ала-Тоо (фрагмент). Желтым цвет - контуры и границы ледников на 1999 г., красный – на 2019 г. б использован космоснимок Sentinel-2 с пространственным разрешением 10 м, дата съёмки - 10 августа 2019 г. Нумерация ледников приведены согласно Каталогом ледников СССР.

Космический снимок региональной схемы расположения и разделения оледенения на южный и северный склоны хр. Тескей Ала-Тоо приведена на космоснимке (см. Рис. 4.5.).

В течении 60 лет оледенение на хр. Тескей Ала-Тоо синхронно деградировало, с резким сокращением на северном склоне хребта в бассейне реки Чон-Кызыл-Суу ледниковых массивов площадью менее 5 км², сократились на 25% (см. Табл. 11) [60].

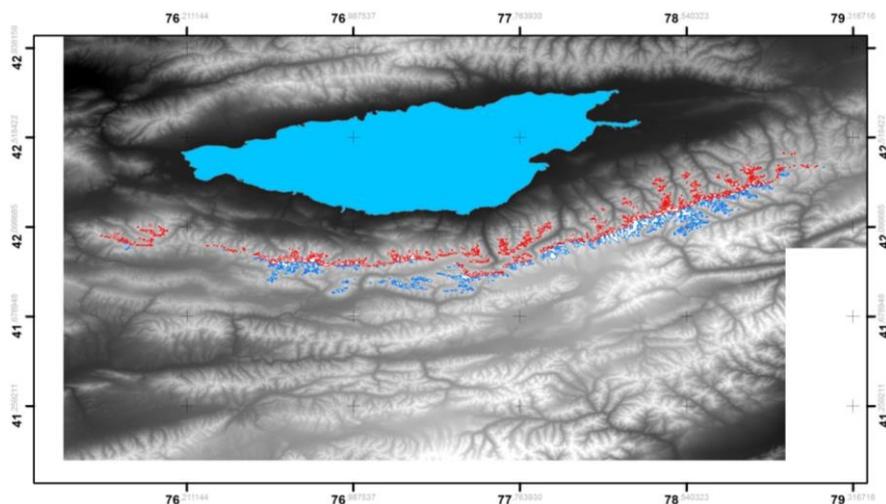


Рисунок 4.5. Космоснимок хр. Тескей Ала-Тоо (красный цветом выделены ледники, находящиеся на северный склоне, синим цветом выделены ледники на южном склоне).

Таблица 11. Темпы сокращения числа и площади ледников южного склона хребта Тескей Ала-Тоо за период с 1965 по 2019 гг. в зависимости от их размеров.

№ ледника	Сокращение, площадь, км ²						Сокращение, площадь, %
	1965	1977	1990	1999	2006	2019	1965-2019
317	26	24,9	24,5	24,4	24,8	23,7	9
319				9,38		8,94	-
321				11,2		11,1	-
324	-	5,8	5,5	5,4	5,3	4,9	-
326	6	5,9	5,7	5,5	5,3	5,1	15
392	4,9	4,8	4,6	4,4	4,4	4,1	16
393	4	-	3,9	3,3	3,7	3,1	22
394	3,2	-	2,8	2,9	2,4	2,4	25
395	8,5	8,4	8	7,8	7,7	7,4	13
396	9,3	-	8,6	8,4	8	7,6	19
397	6,5	6,4	6,3	6,2	6	5,6	14
средн.	6,1	6,3	5,7	6,4	5,4	6,0	18
сумма	42,4	31,3	45,4	64,48	42,8	60,24	124

Исследование за 54 года истории эволюции 11 ледников (с 1965 по 2019 гг), показало что площадь ледников южного склона сократилась на 9-25% от изначальной их площади, а по данным исследований С. Кутузова, ледники площадью менее 1 км² деградировали более чем на 40% [60].

Эти данные были получены на основе исследований, проведенных в 1965, 1977, 1990 и 2006 годах [60].

4.2. Тренды пространственно-временной динамики ледников на репрезентативном бассейне реки Чон-Кызыл-Суу за период 1965-2019 гг. в условиях изменения климата

В репрезентативном исследуемом бассейне реки Чон-Кызыл-Суу выбранном ЮНЕСКО с середины 20 века, в качестве опорного и репрезентативного проведены были комплексные исследования по программе Международного гидрологического десятилетия.

Климатические и гидрометеорологические исследования (см. Рис. 4.6.) проведены на площади водосбора 302 км², и оледенения 15%.

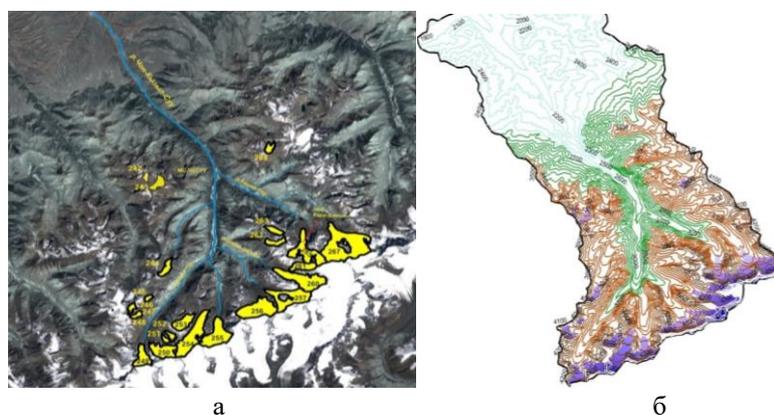


Рисунок 4.6. Ключевые ледники бассейна р. Чон-Кызыл-Суу на хр. Тескей Ала-Тоо на спутниковой (а) и топографической (б) карте-схеме отдешифрованные по космоснимкам Sentinel-2 на 2019 г. Желтым цветом закрашены с указанием их номеров по Каталогу ледников СССР. б. цифровая модель бассейна р. Чон-Кызыл-Суу.

В 1960 году в бассейне р. Чон-Кызыл-Суу расположены были 30 ледников с площадью более 0,5 км², и площадью менее 0,1 км² подверженные деградации [14].

В бассейне р. Чон-Кызыл-Суу площадь оледенения деградировала: с 34,5 км² в 1965 г., до 28,7 км² в 1999 г. и до 27 км² в 2019 г.

Исчезают языки ледников, деградируют их фронтальные линии границ (см. Рис. 4.7). За прошедшие 54 лет (с 1965 по 2019 гг.) величины и темпы деградации ледников представлены в таблице (см. Табл. 12).

Commented [U1]: ы

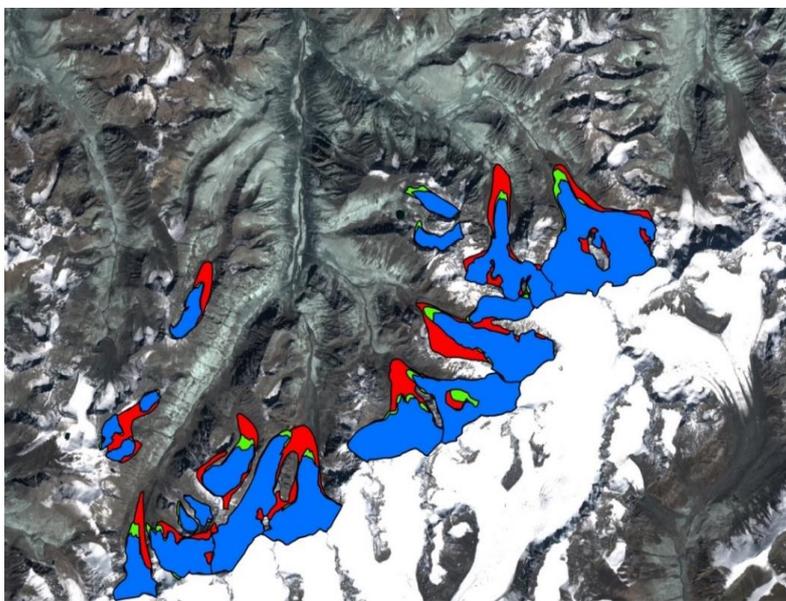


Рисунок 4.7. Спутниковый космоснимок бассейна р. Чон-Кызыл-Суу в восточной части хр. Тескей Ала-Тоо с картированием динамики изменения размеров ледников. Красным цветом закрашены состояние ледника в 1965 году; зеленым в 1999 году; синим в 2019 году. Отдешифрованы на космических снимках Sentinel-2 август 2019 г.)

В среднем общая деградация ледников с 1965 по 2019 годы составило в среднем 22%, а с 1965 по 1999 год площадь оледенения сократилось на 17%, в т.ч. с 1999 по 2019 год на 6%. Суммарная площадь ледников хр. Тескей

Ала-Тоо с 1999 по 2019 годы сократилась на 11%. При этом, ледники площадью 1 км² и меньше в 1999 году составляли 30% от общей площади ледников. Суммарная площадь ледников вследствие деградации малых ледников, сократилась на 15%, а ледники размерами более 1 км² уменьшились на 9% [12, 17, 35, 38].

Таблица 12. Сокращение числа и площади ледников за период с 1965 по 2019 гг. в зависимости от их размера.

№ Ледника	Сокращение площади, км ²			Сокращение площади, %		
	1965	1999	2019	1965/1999	1999/2019	1965/2019
243	0,7	0,6	0,5	14	17	29
244	0,9	0,6	0,5	33	17	44
245-248	1,3	0,8	0,7	38	12	46
249	1,4	1,2	1,1	14	8	19
250	1,8	1,6	1,5	12	6	17
253	1,7	1,2	1,1	29	8	25
254	2,8	2,6	2,5	7	4	11
255	3,1	2,4	2,3	23	6	26
256	3,2	2,8	2,6	13	7	19
257	3,1	2,7	2,5	13	7	19
260	3,8	2,8	2,7	26	4	29
261	1,1	0,9	0,9	18	1	19
265	3,2	2,6	2,4	18	8	25
267	5,9	5,6	5,3	5	5	10
268	0,7	0,4	0,4	43	0	43
средн.	2,3	1,9	1,8	20,4	7,3	25
сумма	34,5	28,7	27	-	-	-

4.3. Закономерности пространственно-временного линейного отступления и деградации оледенения исследуемого хребта Тескей Ала-Тоо и роль опорного ледника Кара-Баткак

Отступление ледников, характеризуется изменением границ и сокращением их площади, особенно заметным уменьшением их концевых частей, что обосновано на примере инструментального изучения эволюции оледенения на хребте Тескей Ала-Тоо, с детальным изучением на северном

склоне хребта репрезентативного ледника Кара-Баткак и на южном склоне ледников Чон-Котур и Ашуу-Тор.

Линейное уменьшение с 1967 по 2018 годы площади ледника Кара-Баткак составило 430 м. (см. Рис. 4.8 и Рис. 4.9).

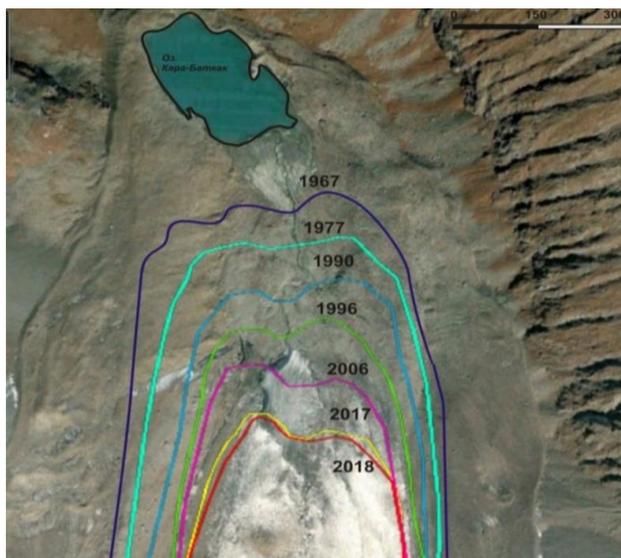


Рисунок 4.8. Космоснимок линейного уменьшения с 1967 по 2018 годы языка репрезентативного ледника Кара-Баткак

Уменьшение с 1967 по 1977 годы длины языка ледника Кара-Баткак составило 60 м., т.е. скорость или темпы деградации ледника составляет 6 м/в год. Изучение изменения границ ледников на хр. Тескей Ала-Тоо показало значительное отступление ледников за последние десятилетия. Рассмотрим темпы и скорости деградации ледника детальнее:

1. Ледник Кара-Баткак (северный склон) отступал и деградировал:

- 1977-1990 гг.: со скоростью 5,6 м/год. на 73 м,
- 1990-1996 гг.: на 46 метров, со скоростью 7,3 м/год. на 46 м,
- 1996-2006 гг.: на 75 метров, со скоростью 7,5 м/год. на 75 м,
- 2006-2018 гг.: со скоростью 8,0 м/год, на 88 м.

За последние 50 лет среднегодовая скорость отступления ледника Кара-Баткак возросла с 5,4 м до 8 метров в год, с общим уменьшением площади на 25%.

2. Ледники Ашуу-Тор и Чон-Котур (южный склон): Ледник Ашуу-Тор за период с 1999 по 2019 год, отступил на 211 метров, а Чон-Котур - на 213 метров, с ежегодным отступанием около 11 метров (см. Рис. 4.8. и Рис. 4.9.).

Ежегодное отступление этих ледников за указанный период составило 27%, что превышает показатели ледника Кара-Баткак на северном склоне.

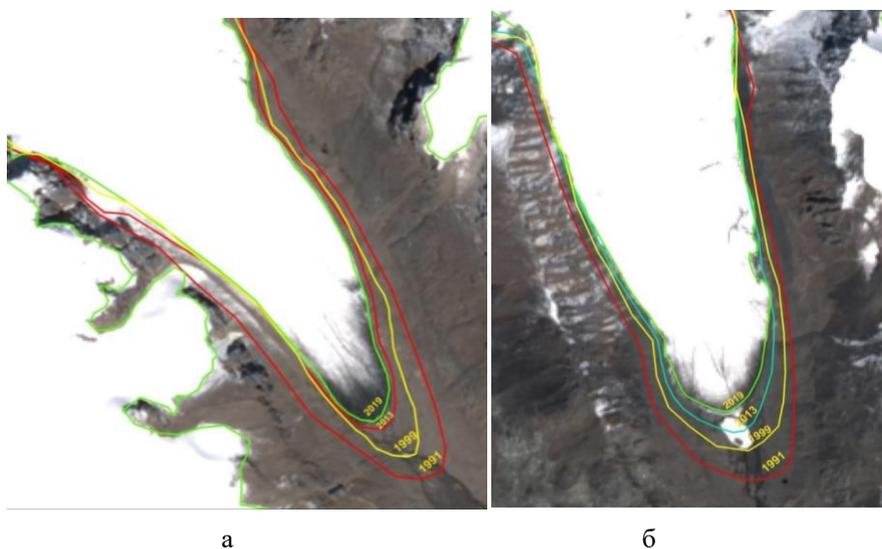


Рисунок 4.9. а) - космоснимок линейного отступления языка ледника Чон-Котур в 1991 и 2019 гг. б) - Ашуу-Тор в 1991 и 2019 гг. (КС Sentinel-2, пространственное разрешение 10 м, дата съёмки 10-август 2019 г).

Современная эволюция репрезентативных ледников. Направление эволюции ледников в современный период, начиная с 1950-х годов, определяется изменениями в глобальном и локальном климате. Рельеф оказывает пассивное влияние на отступление концов ледников [12, 17, 35, 38].

Основные факторы, влияющие на колебания ледников, включают флуктуации радиационного баланса, температуры воздуха и увлажненности.

В континентальных условиях Тянь-Шаня абляция значительно влияет на деградацию и эволюцию ледников.

С момента окончания малого ледникового периода около 150 лет назад температура воздуха на Земле стабильно растет, ведя к глобальному сокращению оледенения [IPCC, 2014; Поповнин, 2006].

Это может быть частью крупного глобального климатического цикла, начавшегося после МЛП [Тушинский, Турманина, 1979].

Метеорологические параметры на двух опорных ледниках Внутреннего Тянь-Шаня – Кара-Баткак и Сары-Тор изменились по-разному за последние 60 лет (см. Рис. 4.9.а): на Кара-Баткаке наблюдается рост летних температур при неизменных зимних значениях, а также сокращение летних и увеличение зимних осадков.

На Сары-Торе температура повысилась равномерно во все сезоны, при этом летние осадки значительно увеличились.

На примере 5 показательных для ледников метеостанциях получены средненежные годовые значения атмосферных осадков и температуры воздуха и приведены на рисунке (см. Рис. 4.9.б), что показывает за последние 60 лет динамику и трансформацию эволюции метеопараметров.

В исследуемом регионе среднегодовая температура воздуха возросла на 1,3-1,5°C, а выпавшие годовые осадки увеличились на 30-80 мм.

Приведенные данные можно экстраполировать на все ледники Тянь-Шаня. Основной вклад в современную потерю массы ледников вносит устойчивый рост температуры воздуха. Баланс массы опорных ледников за последние 60 лет показывает общее уменьшение, что подтверждает тренд на сокращение оледенения в регионе (см. Рис. 4.10.).

В 1950-60-е годы наблюдалась стабильность значений баланса массы ледников (bn). Во Внутреннем Тянь-Шане значения bn были отрицательными, в то время как на периферийных хребтах и в Богдо-Шане – положительными [12, 17, 35, 38].

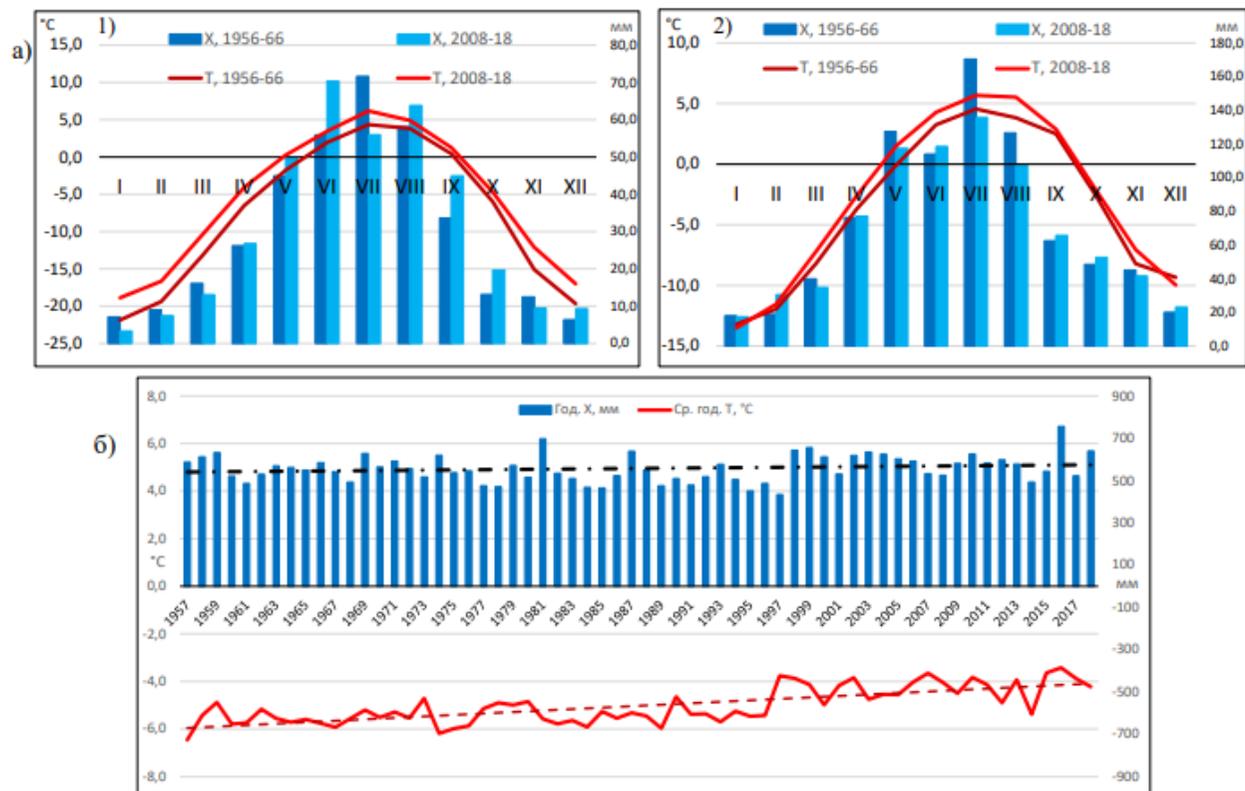


Рисунок 4.9. Колебания основных метеоэлементов: а) Среднеголетние значения температуры воздуха T ($^{\circ}\text{C}$) и осадков X (мм) на метеостанциях Тянь-Шань (1) и Кара-Баткак (2) за 1957-2018 гг.; б) средние по пяти метеостанциям годовые значения температуры T и осадков X (м/с: Адыгене, Тянь-Шань, Туюксу, Кара-Баткак и Дасигоу).

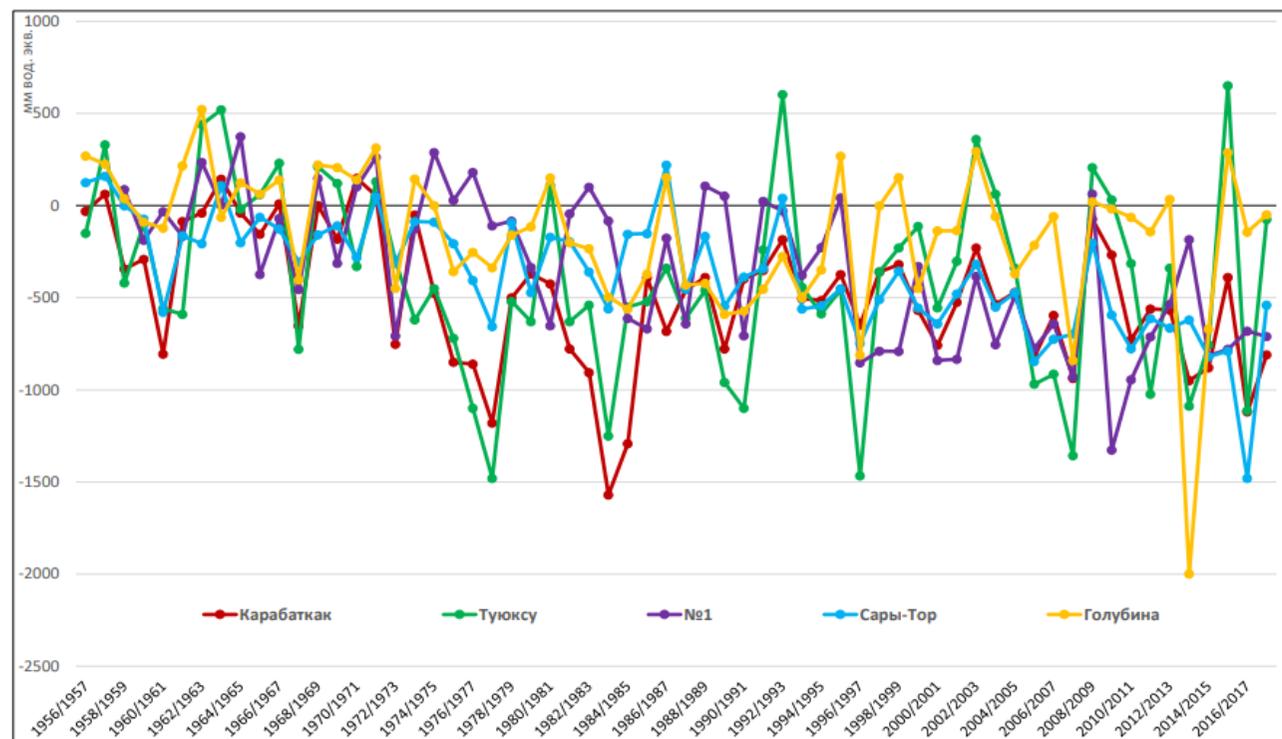


Рисунок 4.10. График изменчивости во времени с 1957 по 2018 гг. баланс массы пяти ключевых 5 ледников Тянь-Шаня

Это отражает различия в динамике ледников в разных частях региона, показывая, как местные климатические условия влияют на стабильность и изменения оледенения (см. Рис. 4.10.).

Рассматриваемые ледники, а также таяние ледников Внутреннего Тянь-Шаня резко усилилось (см. Рис. 4.11.). На периферийных ледниках Голубина и Туюксу в начале 2000-х годов был зафиксирован период стабилизации, тогда как остальные ледники продолжали быстро терять массу. Ледники Сары-Тор, Кара-Баткак и №1 продолжают деградировать примерно с той же скоростью уже более 30 лет. В то же время, «окраинные» ледники Туюксу и Голубина с 2014 года показывают признаки стабилизации [12, 17, 35, 38].

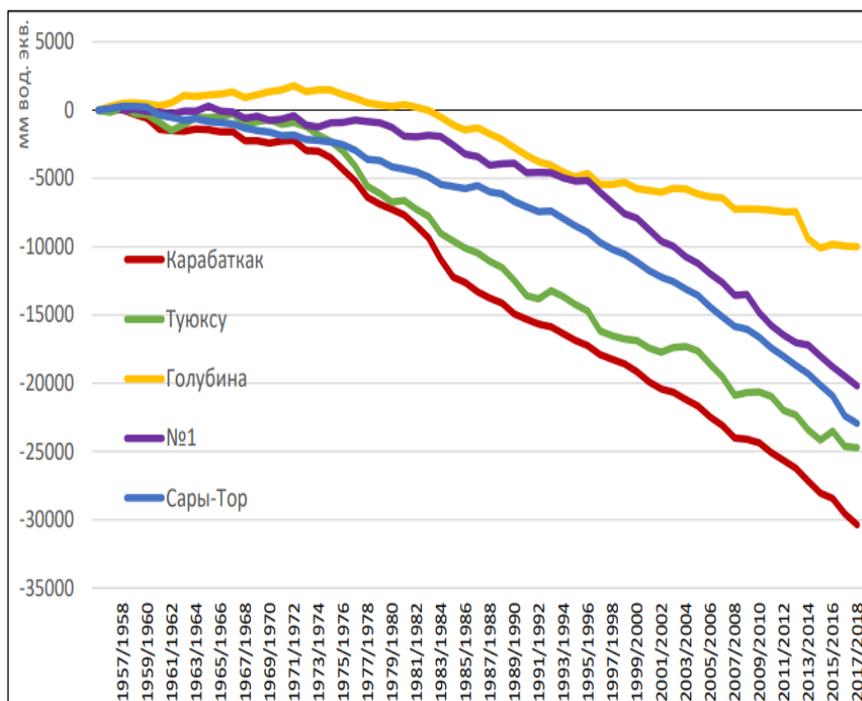


Рисунок 4.11. График изменчивости во времени с 1957 по 2018 годы кумулятивного баланса массы на 5 репрезентативных ледниках Тянь-Шаня

Репрезентативные ледники Мира квазистационарны с 1950-х до середины 1970-х годов по данным Дюргерова М.Б. [2002] в т.ч. ледники Центральной Азии (см. Рис. 4.11).

В последующем со 2-ой середины 1970-х годов, баланс массы ледников Мира трансформировался и стал резко отрицательным.

В текущем исследовании это наблюдается до 2014 года, когда было зарегистрировано замедление деградации ледников Туюксу и Голубина, и даже некоторая квазистационарность последнего.

Изучаемые ледники репрезентативны для районов их расположения на Тянь-Шане (см. Табл. 13 Рис. 4.4.).

Наименьшая скорость потери массы наблюдается в пределах северо-западного Тянь-Шаня, что характеризует ледник Голубина. Этот ледник отличается также меньшей потерей площади оледенения.

Таблица 13. Средние показатели изменения площади S и баланса массы bn ледников за период 1957/60-2018 гг.

ОПОРНЫЙ ЛЕДНИК (ГОРНАЯ СИСТЕМА)	b_n <i>м вод. экв. / год</i>	S , % / год
Туюксу (Заилийский и Кунгей Алатау)	-0,40	-0,47 ±0,09
Карабаткак (Терской Алатау)	-0,49	-0,37 ±0,11
Голубина (Киргизский хребет)	-0,16	-0,11 ±0,08
№1 Урумчи (Богдо-Шань)	-0,34	-0,53 ±0,13
Сары-Тор (Ак-Шийрак, сырты ВНШ)	-0,38	-0,50 ±0,08

Охарактеризовать эволюцию оледенения Тянь-Шаня следует при экстраполировании результатов наблюдений за ключевыми репрезентативными ледниками представленными (см. Табл. 13). Полученные результаты по хребтам сравнивались с данными Д. Фаринотти и др. [2015], которые в своей работе приводят расчёты баланса массы ледников Тянь-Шаня геодезическим методом.

Геодезический метод реконструкции даёт результаты, схожие с расчётными, хотя большой разброс возможных значений b_n для ледника №1 делает ошибку вычисления b_n значительной (см. Табл. 14).

В целом, учитывая вариации значений, геодезический метод позволяет получить приближенные к нашим значения баланса массы ледников.

Хорошее соответствие данных по сокращению площади нарушается только для Ак-Шийрака («Центрального» Тянь-Шаня по данным [Farinotti et al., 2015]). Эта разница объясняется тем, что средняя высота ледника Сары-Тор значительно ниже, чем для всего региона, поэтому он сокращается заметно быстрее.

Таблица 14. Сравнение экстраполированных темпов потери массы и площади регионов Тянь-Шаня за 1961-2012 гг. с результатами [Farinotti et al. 2015].

Регион (ледник)	Данная работа		Farinotti et al. 2015	
	b_n м вод. экв. / год	S , % / год	b_n м вод. экв. / год	S , % / год
Терской Алатау (Карабаткак)	-0,62	-0,37 ±0,11	-0,36 ±0,21	-0,24
Или и Кунгей Алатау (Туюксу)	-0,50	-0,47 ±0,09	-0,31 ±0,16	-0,43
Центр. Борохоро (№1)	-0,39	-0,53 ±0,13	-0,17 ±0,24	-0,54
Центральный Тянь-Шань	-0,43 ±0,13	-0,50 ±0,08	-0,21 ±0,26	-0,21

Сравнение кумулятивной кривой для всей Центральной Азии (ЦА), которую ежегодно обновляет WGMS (2018), позволяет увидеть различия в данных. В понятие ЦА включены крупные горные системы Памиро-Алая и Тянь-Шань, но в сводке WGMS за ЦА представлены данные только для двух ледников – Туюксу и №1. Добавление ещё трёх продолжительных масс-балансовых рядов уточнит эту кумулятивную кривую.

Сравнение средней кумуляты по пяти опорным ледникам и средней по двум ледникам, которые использует WGMS представлено (см. Рис 4.12.). Это сравнение позволяет лучше понять общую картину изменений ледников в Центральной Азии, дополняя и расширяя имеющиеся данные.

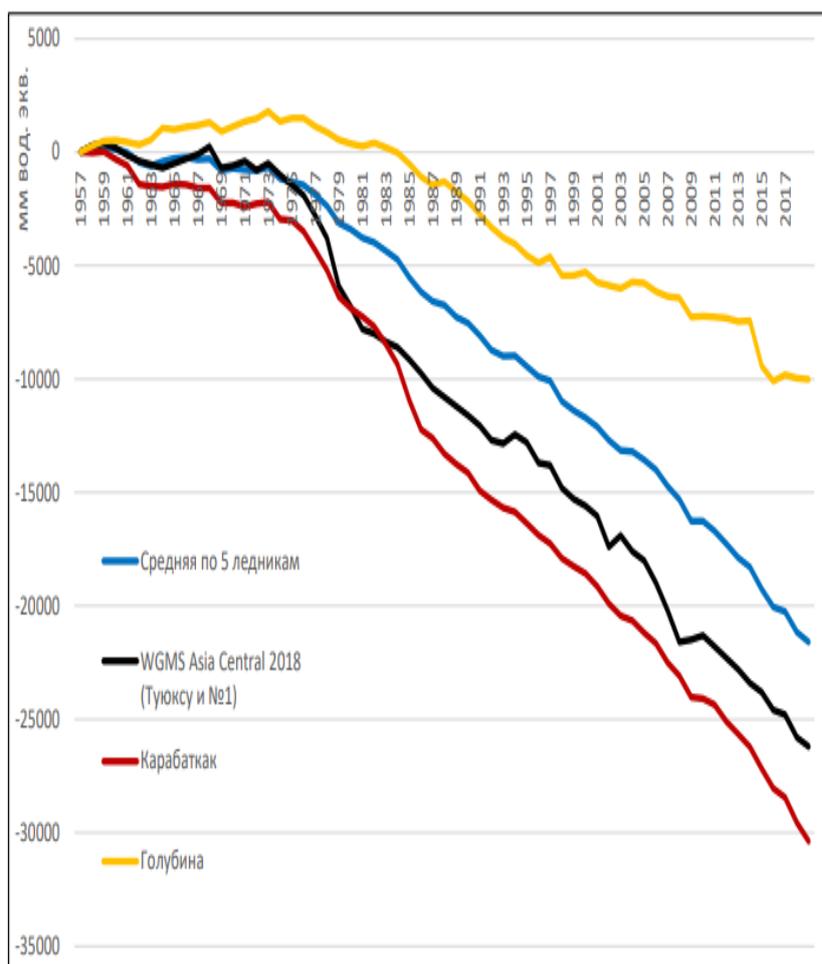


Рисунок 4.12. Кумулятивный график изменения за 61 лет (с 1957 по 2018 гг.) баланса массы трех репрезентативных ледников Тянь-Шаня

На графике были добавлены ледники Кара-Баткак и Голубина в качестве примеров наиболее и наименее быстро деградирующих ледников. Это добавление демонстрирует, как выбор опорных ледников может влиять на общее представление о динамике ледников в регионе.

Базовая кумулятивная кривая WGMS, основанная на данных по ледникам Туюксу и №1, показывает более отрицательную картину

изменений, чем кумулятивная кривая, включающая данные по пяти ледникам [12, 17, 35, 38].

Ледник Голубина, который теряет массу медленнее, оказал значительное влияние на общую кумулятивную кривую, тем самым уменьшая отрицательный эффект, вызванный быстрым уменьшением массы других ледников, включая Кара-Баткак.

Таким образом, при учёте данных по пяти ледникам, общая картина изменений ледников в Центральной Азии выглядит более уравновешенной, показывая различия в скорости деградации между отдельными ледниками. Это подчёркивает важность выбора репрезентативных ледников для мониторинга, чтобы получить наиболее точное и полное представление о динамике оледенения в регионе [12, 17, 35, 38].

Результаты прямых наблюдений и статистических реконструкций баланса массы пяти опорных ледников Тянь-Шаня помогли уточнить причины и последствия их современной эволюции.

Наблюдения за изменениями геометрических характеристик этих ледников дополняют и углубляют понимание, полученное из основных масс-балансовых данных.

За последние 60 лет, начиная с момента начала наблюдений, опорные ледники Тянь-Шаня в основном теряли массу и отступали, уменьшая свою площадь. В 1950-60-е годы потеря массы была слабо отрицательной, а для некоторых ледников даже слабо положительной.

Однако с середины 1970-х годов ледники начали активно терять массу. Ледники Сары-Тор, Кара-Баткак и №1 продолжают интенсивно деградировать, в то время как ледники Туюксу и Голубина с 2014 года демонстрируют признаки квазистационарности. На трех из пяти рассматриваемых ледников наблюдения были возобновлены в период с 2010 по 2015 год. Продолжение прямых наблюдений на всех пяти ледниках важно для более точного определения тенденций новейшей эволюции репрезентативных ледников Тянь-Шаня [12, 17, 35, 38].

Выводы по главе 4:

1. Были выявлены особенности изменения величины площади и длины ледников, что важно для общей динамики оледенения в этом регионе.
2. Определены тренды пространственно-временной динамики ледников на протяжении почти пяти десятилетий, что позволяет увидеть изменения в оледенении в контексте глобального климатического изменения.
3. Выявлены закономерности линейного отступления и деградации оледенения исследуемого хребта Тескей-Ала-Тоо и опорного ледника Кара-Балта. Эти данные критически важны для оценки текущего состояния оледенения и прогнозирования будущих изменений.
4. Результаты прямых наблюдений и статистических реконструкций баланса массы пяти опорных ледников Тянь-Шаня помогли уточнить причины и последствия их современной эволюции.

Заключение

1. С использованием новейших технологий мониторинга криосферы установлены высокие и неравномерные темпы сокращения площади ледников и снижения уровня их поверхности как доказательства условий потепления климата на примере оледенения хребта Тескей Ала-Тоо. Площадь ледника сократилась на 17% с 1981 по 2018 годы, поднялась с 3600-3900 м до 4000 м., фирновая линия. Объем ледника за 62 лет деградации, сократился на 86 млн. м³., т.е. на 30 м слоя стока со всей поверхности.

2. Выявлены закономерности изменчивости пространственно-временных характеристик сокращения оледенения, заключающиеся в ускорении темпов их деградации за последние 50 лет на примере устойчивого отступления ледников хребта Тескей Ала-Тоо. Ледники северного склона расположены на высотах 3000-5000 м, преимущественно в интервале 3300-4500 м. Ледники южного склона находятся в интервале 3900-4600 м. За 1999-2019 гг. сокращение ледников северного склона составило 11%, а южного склона - 9%, что связано с различием солнечной радиации. В результате увеличения темпов отступления с середины 60-х годов площадь оледенения бассейна р. Чон-Кызыл-Суу и ледника Кара-Баткак сократились на 25%.

3. Получены устойчивые тренды повышения среднегодовых и летних температур приземного воздуха, ведущие к росту среднегодовых расходов воды в водотоках вследствие взаимосвязи аккумуляции с повышением абляции и потери баланса массы объема ледников, расположенных в бассейне реки Чон-Кызыл-Суу. Проведены прямые наблюдения и измерения, на основе которых был рассчитан баланс массы bn для опорных ледников Кара-Баткак, Сары-Тор и Борду. В 2020/21 году баланс массы ледника Кара-Баткак составил -490 мм вод. экв. Для ледника Сары-Тора баланс массы был получен расчетным путем и составил 410 мм вод. экв., что увеличило количество прямых наблюдений до 12 лет и повысило точность ранее выполненной реконструкции. Для ледника Борду была получена шестая по счету величина баланса массы bn , составившая 650 мм вод. экв.

4. Представлены полученные шурфованием и зачисткой термоэрозионных обнажений моренно-ледникового комплекса прикладные результаты данные позволившие выявить наличие забронированных каменных глетчеров, сопряженных с деградирующими ледниками хребта Тескей Ала-Тоо, предварительные оценки которых указывают на их значительную роль в питании стока рек на примере репрезентативного ледника Кара-Баткак.

5. Результаты исследований, посвященные оценкам деградации оледенений в условиях изменения климата, были апробированы на престижных международных конференциях и симпозиумах, включая исследования ледников хребта Тескей Ала-Тоо и ледника Кара-Баткак, и опубликованы в рейтинговых журналах «СКОПУС», «Веб. Оф Сайнс» и «РИНЦ» с общей оценкой 300 баллов и используются в международной и страновой информационной научной базе знаний.

6. Реальную угрозу представляет интенсивное отступление ледников хребта Тескей Ала-Тоо, которая за последние десятилетия негативно влияет на потенциал водно-энергетической безопасности для населения Кыргызстана и трансграничных стран Центральной Азии.

7. Полученные данные о сокращении оледенения подтверждают прогнозы ученых гляциологов о тренде двойного до 50% уменьшении оледенения к 2050 году и возможной полной деградации оледенения хребта Тескей-Ала-Тоо к 2100 году при сохранении текущих темпов глобального потепления.

Литература

Глава 1

1. Забиров Р.Д. Фототеодолитная съемка ледников Тянь-Шаня в период МГГ. [Текст]. Забиров Р.Д., Книжников Ю.Ф. Фрунзе, изд-во. АН Кирг ССР, 1962, 101 с.
2. Кузьмиченок В.А., Распределение ледников и характеристика оледенения на Тянь-Шане. [Текст] Кузьмиченок В.А., Лю Шаохай В кн.: Оледенение Тянь-Шаня, под ред. М.Б. Дюргерова. М., 1995, С. 24-42.
3. Михеев В. А. Классификация климатов // Климатология и метеорология. [Текст] Михеев В. А. Ульяновск: Ульяновский государственный технический университет, ISBN 978-5-9795-0533-6. 2009, 114 с.
4. Климат / С. П. Хромов // Кварнер— Конгур—М.: Советская энциклопедия, 1973—[Текст]. (Большая советская энциклопедия: [в 30 т.]/ гл. ред. А. М. Прохоров; 1969—1978, т.12).
5. Романовский В.В. Все об озере Иссык-Куль. Энцикл. справ. пособие по природе и экологии озера и котловины [Текст] В.В. Романовский, В.А. Кузьмиченок, Д.М. Маматканов, А.О. Подрезов. –Бишкек, 2005. – С. 404.
6. Маматканов Д.М., Современные тенденции температуры воздуха и реакция на них различных видов водных ресурсов Иссык-Кульской котловины [Текст] / Д.М. Маматканов, А.Н. Диких, В.В. Романовский, М.Н.Суюмбаев. Все об озере Иссык-Куль. Энциклопедический справочник по озеру и котловине [Текст] / В.В. Романовский, В.А. Кузьмиченок, Д.М. Маматканов, А.О. Подрезов. – Бишкек, 2014. – 403 с.
8. Руководящие указания ВМО по расчету климатических норм [Текст] // Всемирная метеорологическая организация. – 2017. – № 1203. 2. –14 с.
9. Алисов Б.П. Климат СССР. – М., изд-во МГУ, 1956, 126 с
10. Волошина А.П. Климатические и метеорологические особенности района оледенения массива Ак-Шийрак. [Текст] – Материалы гляциологических исследований, вып. 62, 1988, С. 184-193.

11. Все об озере Иссык-Куль. Энциклопедический справочник по озеру и котловине [Текст] / В.В. Романовский, В.А. Кузьмиченок, Д.М. Маматканов, А.О. Подрезов. – Бишкек, 2014. – С. 403.
12. Кузьмиченок В.А. Изменения ледников хребта Ак-Шыйрак с 1943 по 1977 годы [Текст] / В.А. Кузьмиченок. –М.: ГУГК, 1990.
13. Романовский, В.В. Уровень озера Иссык-Куль как индикатор современных изменений климата [Текст] / В.В. Романовский // Наука и новые технологии. – 1999. – №2. –С.72-76
14. Оледенение Тянь-Шаня. – М., ВИНТИ - 1995. Ответственные редакторы: М.Б. Дюргеров, Лю Шаохай, Се Зичу. – 234 с.
15. Диарова К.Ш.: географ-исследователь путешественник. [Текст]. Диарова К.Ш. Чокан Валиханов Алматы, 2011. – 166 с.
16. Авсюк Г.А. Измерение температуры льда ледника Карабаткак –[Текст] Авсюк Г.А. Тр. ИГ АН СССР, вып. 60 (Работы Тянь-Шаньской станции, вып. 4, М., 1954
17. Каульбарс А.В. Материалы по географии Тянь-Шаня, собранные во время путешествия 1869 г. [Текст] Каульбарс А.В – Зап. РГО по общей географии, т.5. СПб., 1875, С. 43-50.
18. Баков Е. К. Колебания поля годовой скорости изохронной поверхности ледника Карабаткак в 1974-1976 гг. [Текст] Баков Е. К. – Материалы гляциологических исследований, вып. 33, 1978, С. 225-226.
19. Диких А.Н. Режим ледников и водный баланс северного склона хребта Терской Алатау. [Текст] Диких А.Н., Михайлова В.И. М. Наука., 1976, 132 с.
20. Забиров Р. Д. Древнее и современное оледенение хребта Терской-Алатау и колебания уровня озера Иссык-Куль [Текст] Забиров Р. Д. // Изв. АН Кирг. ССР. 1956. Вып. 2. С. 73-100
21. Баков Е.К. Первые итоги наблюдений за колебаниями ледника Карабаткак на Тянь-Шане по новой программе [Текст]. Баков Е.К., Диких А.Н., Диких Л.Л., Забиров Р.Д., Клепова А.А., Купидонова Т.А. – Материалы гляциологических исследований, вып.36, 1979, с. 165-170.

22. Диких А.Н. Режим современного оледенения Центрального Тянь-Шаня [Текст] Диких А.Н.– Фрунзе: Илим, 1982, 159 с.
23. Дюргеров М.Б. Мониторинг баланса массы горных ледников. [Текст] Дюргеров М.Б. М., Наука, 1993, 127 с.
24. Дюргеров М.Б., Ушнурцев С.Н. Баланс массы ледника Сары-Тор [Текст] – Материалы гляциологических исследований, вып. 62, 1988, с. 199-203.
25. Дюргеров М.Б., Ушнурцев С.Н., Чичагов. Связь высоты границы питания, температуры воздуха и стока в бассейне ледника Сары-Тор, Внутренний Тянь Шань –[Текст] Материалы гляциологических исследований, вып. 71, 1991, с. 136-139.
26. Ушнурцев С.Н., Колебания баланса массы ледника Сары-Тор во Внутреннем Тянь-Шане и его реконструкция за 1930-1988 гг. [Текст] – Материалы гляциологических исследований, вып. 71, 1991, с. 70-80.
27. Михаленко В.Н. Особенности массообмена ледников плоских вершин Внутреннего Тянь-Шаня [Текст] Михаленко В.Н. журнале Материалы гляциологических исследований, № 65, с. 86-92
28. <http://www.wgms.ch/> – сайт Всемирной службы мониторинга ледников
29. Hoinkes H.C. Glacial meteorology. In: Solid Earth and interface phenomena, v.2 “Research in geophysics”. Cambridge, 1964.
30. Østrem G., Brugman M. Glacier mass-balance measurements – NHRI Sci. Rep. No.4. Saskatoon, Canada, 1991, 224 p

Глава 2

31. Гляциологический словарь [Текст] / Под ред. В.М. Котлякова. –Л.: ГИМИЗ, 1984. –527 с.
32. Романовский, В.В. Ритмичность климата и изменений уровня озера ИссыкКуль [Текст] / В.В. Романовский //Изучение гидродинамики озера Иссык-Куль с использованием изотопных методов. – Б.: Илим, 2005. –С. 81-89.

33. Забиров, Р.Д. Современное и древнее оледенение в бассейне оз.Иссык-Куль [Текст] / Р.Д. Забиров//Гляциологические исследования на Тянь-Шане. – Фрунзе: Илим, 1975. –С. 7–16
34. Leyton, L. Precipitation and forests. Proc. Jt. FAO-U.S.S.R. Int. Symp. on For. Influences and Water shed Manage [Text] /Leyton L., J.C. Rodda. –[Moscow, Aug. 17- Sept. 6, 1970]. –1972. –P. 16-27.FAO. Limstrom, G.A. 1960.
35. Авсюк, Г.А. Искусственное усиление таяния льда и снега горных ледников [Текст] / Г.А. Авсюк //Труды Института географии АН СССР. – 1953. – т.56.
36. Combined heat, ice and water balances at selected glacier basins, a guide to measurement and date computation [Text] // Technical Papers in Hydrology. UNESCO.5. – Paris, 1970.– 20 p.
37. Диких, А.Н. Режим современного оледенения Центрального Тянь-Шаня [Текст] /А.Н. Диких. – Фрунзе: Илим, 1982. –159 с.
38. Диких А.Н. Режим ледников и водный баланс северного склона хр. Терской Ала-Тоо [Текст] / А.Н. Диких, В.Н. Михайлова. М.: Наука, 1976. – 131 с.
39. Эрменбаев Б.О. Изменение подходов к расчету баланса масс ледников Внутреннего Тянь Шаня [Текст] / Б.О. Эрменбаев, Д.М. Маматканов, Р.А. Сатылканов, В.В. Поповнин // Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана. – 2019. –№ 4 – С. 116 – 121.
40. Первые итоги наблюдений за колебаниями ледника Карабаткак на Тянь-Шане по новой программе [Текст] / Е.К. Баков, А.Н. Диких, Л.Л. Диких, Р.Д., Забиров, А.А. Клепова, Т.А. Купидонова // Материалы гляциологических исследований. – Вып. 36. – 1979. – С. 165-170.
41. Котляков, В.М. Современные исследования балансов льда, воды и тепла в репрезентативных ледниковых бассейнах [Текст] / В.М. Котляков // Материалы гляциологических исследований. – Вып. 21. – 1973. –С. 206-219.

42. Дюргеров, М.Б. Расчёт баланса массы ледниковых систем [Текст] / М.Б. Дюргеров // Материалы гляциологических исследований. – Вып. 57. – 1986. – С. 8-15.
43. Голубев, Г.Н. Гидрология ледников и некоторые основные её проблемы [Текст] / Г.Н Голубев // Материалы гляциологических исследований. – Вып. 18. –1971. – С. 73-86.
44. Голубев, Г. Н. Баланс массы ледника Джанкуат в 1967-1971 гг. и методы его измерения и расчёта [Текст] / Г.Н Голубев, М.Б. Дюргеров // Материалы гляциологических исследований. – Вып. 21. – 1973. – С. 80-88.
45. Дюргеров, М.Б. Изменчивость аккумуляции и абляции горных ледников [Текст] / М.Б. Дюргеров, Г.И. Ольшанский, Н.В. Прохорова // Материалы гляциологических исследований. – Вып. 65. – 1989. – С. 92-102.
46. Дюргеров, М.Б. Методические основы и программа наблюдения за колебаниями внешнего массообмена и баланса массы ледников [Текст] / М.Б. Дюргеров // Материалы гляциологических исследований. – Вып. 64. – 1988. – С. 153-163.
47. Østrem, G. Glacier mass-balance measurements – A manual for field and off ice work [Text] / Østrem G., Stanley A. – Ottawa, Canada, 1969. –125 p.
48. Dyurgerov, M.B. Glacier Mass Balance and Regime: Data of Measurements and Analysis [Text] / Dyurgerov M.B. // Occasional Paper. – No. 55. – Boulder, Colorado, 2002.
49. Бажев, А.Б. Роль внутреннего инфильтрационного питания в балансе массы ледников и методы его определения [Текст] / А.Б. Бажев // Материалы гляциологических исследований. – Вып. 21. – 1973. – С. 219-231.
50. Цыкин, Е.Н. Приход вещества в фирновых зонах ледников (метод изучения с помощью термозондирования) [Текст] / Е.Н. Цыкин. – М.: Изд-во АН СССР // Результаты исследования по программе МГГ, Гляциология. – 1962. – №8.

51. Голубев, Г.Н. Схема расчёта водного баланса областей питания ледников [Текст] / Г.Н. Голубев // Материалы гляциологических исследований. – 1972. – Вып. 20. – С. 136-145.
52. Котляков, В.М. Некоторые предложения по оптимизации представления масс-балансовых данных в изданиях Всемирной службы мониторинга ледников [Текст] / В.М. Котляков, В.В. Поповнин, Д.Г.Цветков // Материалы гляциологических исследований. –Вып. 73. – 1992. –С. 161-167.
53. Михаленко, В.Н. Роль наложенного льда в массообмене ледников континентальных районов [Текст] / В.Н. Михаленко, С.Н.Ушнурцев // Материалы гляциологических исследований. – Вып. 70. –1991. – С. 67-54.
- Вилесов Е.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX веке. [Текст] Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Алматы, 2001, 252 с.
55. Кузьмиченок В.А. Математико-картографическое моделирование возможных изменений водных ресурсов и оледенения Кыргызстана при изменении климата [Текст])Кузьмиченок В.А. 2003
56. Narama et., Large drainages from short-lived glacial lakes in the Teskey Range, Tien Shan Mountains, Central Asia
57. Hagg, et al., Modelling of hydrologic response to climate change in glacierized Central Asian catchments 2005 С. 40-53
58. Aizen V.B., Kuzmichenok V.A., Surazakov A.B., Aizen E.M. Glacier changes in the Tien Shan as determined from topographic and remotely sensed data // Global and Planetary Change.2007. V. 56. P. 328-340.
59. Narama et., Large drainages from short-lived glacial lakes in the Teskey Range, Tien Shan Mountains, Central Asia
60. Кутузов С.С. Изменение площади и объёма ледников хр. Терскей Ала-Тоо во второй половине XX в. [Текст] Кутузов С.С. // Лёд и Снег. 2012. № 1 (117). С. 5–14.
61. Aizen et., Glacier changes in the Tien Shan as determined from topographic and remotely sensed data. 2007.
<https://www.researchgate.net/publication/222260342>

62. Bishop, M.P., et al., 2004. Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS): Remote sensing and GIS investigations of the Earth's cryosphere. *Geocarto Int.* 19, 57–85.
63. Haeberli, W., Cihlar, J. and Barry, R.G.. 2000. Glacier monitoring within the Global Climate Observing System. *Ann. Glaciol.*, 31, 241–246. [CrossRefGoogle Scholar](#)
64. Bolch T., Glacier area and mass changes since 1964 in the Ala Archa Valley, Kyrgyz Ala-Too, northern Tien Shan – *ЛёдиСнег (Ice and Snow)* 129(1), 2015, p. 28-39.
65. Petrakov D., Shpuntova A., Aleinikov A., Kääh A., Kutuzov S., Lavrentiev I., Stoffel M., Tutubalina O., Usubaliev R. Accelerated glacier shrinkage in the AkShyirak massif, Inner Tien Shan, during 2003-2013 – *Science of the Total Environment*, 2016.
66. Raup, B., Racoviteanu, A., Khals, S.J.S., Helm, C., Armstrong, R., Arnaud, Y., 2007. The GLIMS geospatial glacier database: a new tool for studying glacier change – *Glob.Planet. Chang.* 56, 101–110.
67. Paul, F., Barrant, N. E., Baumann, S., Berthier, E., Bolch, T., Casey, K., Frey, H., Joshi, S. P., Konovalov, V., Le Bris, R., Mölg, N., Nosenko, G., Nuth, C., Pope, A., Racoviteanu, A., Rastner, P., Raup, B., Scharer, K., Steffen, S., Winsvold, S. On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data – *Annals of Glaciology*, vol. 54, № 63, 2013, pp. 171-18
68. Кузьмиченок В.А. Технология и возможности аэрофотографического картографирования изменений ледников (на примере оледенения хребта Акшийрак) [Текст] Кузьмиченок В.А. – Материалы гляциологических исследований, вып. 67, 1989, с. 80- 87.
69. Осипова Г.Б. Проблемы исследования колебаний горных ледников по материалам космических съемок [Текст] Осипова Г.Б., Хромова Т.Е., Цветков Д.Г. – МГИ, вып. 98, 2005, с. 129-134.
70. Paul, F., Barry, R.G., Cogley, J.G., Frey, H., Haeberli, W., Ohmura, A., Ommanney, C.S.L., Raup, B., Rivera, A., Zemp, M., 2010. Recommendations for

the compilation of glacier inventory data from digital sources – Ann. Glaciol. 50, 119–126

71. Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A.S., Hagen J.O., Hock R., Kaser G., Kienholz C., Miles E.S., Moholdt G., Molg N., Paul F., Radic V., Rastner P., Raup B.H., Rich J., Sharp M.J., Randolph C. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers – Journal of Glaciology, Volume 60, № 221, 2014, pp. 537-552.

72. Каталог ледников СССР. [Текст] Т.13, вып.2, часть 2. Л.: Гидрометиздат, 1966, 58 с

73. Влияние орографии на температурный режим горных Средней Азии. [Текст] Тр. САНИГМИ, 59/44, 122 с.

74. Руководящие указания ВМО по расчету климатических норм [Текст] // Всемирная метеорологическая организация. [Текст] 2017. – № 1203. 2. –14 с.

75. Голубева Г.Н. Гидрология ледников. [Текст] Голубева Г.Н. Л., Гидрометеиздат, 1976, 247 с.

Глава 3

76. Иверонова, М.И. Особенности режима снежного покрова на ледниках (на примере одного из ледников хр.Тескей Алатау) [Текст] / М.И. Иверонова // Основные методические указания по гляциологическим исследованиям, выпуск 15. Приложения. –М.,1957. – С. 21-30.

77. <http://nsidc.org/charis/charis-news-press-resources/>

78. Авсюк Г.А. Искусственное усиление таяния льда и снега горных ледников. [Текст] Авсюк Г.А. Труды Института географии АН СССР, т.56, 1953.

79. Диких А.Н. Соотношение составляющих стока на реках с ледниковым питанием при потеплении климата (на примере р.Чон-Кызыл-Су). [Текст] Диких А.Н, Диких Л.Л //Экология Кыргызстана: проблемы, прогнозы, рекомендации. – Б.: Илим, 2000. – С.81-86.

80. Волошина А.П. Справочное пособие по гляциометеорологии. [Текст] Волошина А.П. М., 2006, 63 с.
81. Шульц, В.Л. Реки Средней Азии [Текст] / В.Л. Шульц. –М.: Географгиз, 1949.
82. Сапожников Д.Г. Современные осадки озера Иссык-Куль и его заливов [Текст]/Д.Г. Сапожников, М.А Виселкина. –М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 159 с.
83. Онучин А.А. Влияние лесистости и климатических факторов на годовой сток рек при Иссык-Куля [Текст] Онучин А.А., Гапаров К.К., Михеева Н.А. // Лесоведение. № 6. 2008. С. 45-52.
84. Долгушин Л.Д. Полевые исследования по теме "Разработка научных основ искусственного усиления таяния ледников Средней Азии".[Текст] Долгушин Л.Д. и др - Материалы гляциологических исследований. Хроника обсуждения, № 11. М., 1965.
85. Пальгов Н.Н. Связь между температурой воздуха и таянием ледников Заилийского Алатау [Текст] Пальгов Н.Н. - Вестн. АН КазССР, № 10 (19), 1946.
86. Сочеванов В.Е. Процессы стаивания на поверхности ледника Башкара. [Текст] Сочеванов В.Е. Тр. ледниковых экспедиций, вып. 1, Л., 1936.
87. Bozhinskiy A.N., Krass M.S., Popovnin V.V. Role of debris cover in the thermal physics of glaciers. Journ.of Glaciology. 1986, 32 (111): 255–266.
88. Popovnin V.V., Rozova A.V. Influence of sub-debris thawing on ablation and runoff of the Djankuat glacier in the Caucasus. Nordic Hydrology.2002, 33 (1): 75–94; А.А.
89. Резепкин, В.В. 2018. Эволюция поверхностной морены ледника Джанкуат к 2025 г. [Текст] Резепкин, В.В. Поповнин, «Лед и снег», 58 (3), 2018. с.307-321.
90. Диких А.Н. Режим ледников и водный баланс северного склона хр. Терской Ала-Тоо. [Текст] Диких А.Н., Михайлова В.Н. М.: Наука, 1976. 131 с.

91. Некоторые закономерности оледенения Тянь-Шаня. [Текст] Изд. «Илим» Фрунзе 1971 г.
92. Диких А.Н., Михайлова В.И. Режим ледников и водный баланс северного склона хребта Терской Алатау [Текст]. М. Наука., 1976, 17 с.
93. Цыкин Е.Н. Приход веществ в фирновых зонах ледников (метод изучения с помощью термозондирования). [Текст] Цыкин Е.Н. Гляциология, IX раздел программы МГГ, № 8. М., Изд-во АН СССР, 1962.
94. Narod BV and Clarke GKC (1994) Miniature high-power impulse transmitter for radio-echo sounding. *Journal of Glaciology* 40(134), 190–194. doi: 10.3189/s002214300000397x.
95. Pattyn F and 6 others (2003) Ice dynamics and basal properties of Sofiyskiy glacier, Altai mountains, Russia, based on DGPS and radio-echo sounding surveys. *Annals of Glaciology* 37, 286–292. doi: 10.3189/172756403781815627.
96. Zekollari H, Huybrechts P, Fürst JJ, Rybak O and Eisen O (2013) Calibration of a higher-order 3-D ice-flow model of the Morteratsch glacier complex, Engadin, Switzerland. *Annals of Glaciology* 54(63), 343–351. doi: 10.3189/2013AoG63A434
97. Lapazaran JJ, Otero J, Martín-Español A and Navarro FJ (2016) On the errors involved in ice-thickness estimates I: ground-penetrating radar measurement errors. *Journal of Glaciology* 62(236), 1008–1020. doi: 10.1017/jog.2016.93.
98. Петраков Д. А. Толщина льда, объем и current изменение площади Саратоп Glacier (Ак-Shyirak массив, Внутренний TianShan). [Текст] Петраков Д. А., Коваленко Н.В., Лаврентьев, П. И Усубалиев Р.А. Криосфера Земли 18(3), (2014). 83-91. [Google Scholar](#)
99. Nosenko GA, Lavrentiev II, Glazovskii AF, Kazatkin NE and Kokarev AL (2016) The polythermal structure of Central Tuyuksu glacier. *Earth's Cryosphere* 20(4), 105–115. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2016-4(105-115).
100. Lippl S and 5 others (2019) Uncertainty assessment of ice discharge using GPR-derived ice thickness from Gourdon Glacier, Antarctic Peninsula. *Geosciences* 10(1), 12. doi: 10.3390/geosciences10010012.

101. Fountain A, Raymond CF and Nakao M (2000) Debris-covered glaciers. Proceedings of an International Workshop held at the University of Washington in Seattle, Washington, USA, 13-15 September 2000. IAHS-AISH Publ. (264), 288.
102. Brandt O, Kohler J and Lüthje M (2008) Spatial mapping of multi-year superimposed ice on the glacier Kongsvegen, Svalbard. *Journal of Glaciology* 54(184), 73–80. doi: 10.3189/002214308784409080.
103. Mouginot J, Rignot E, Gim Y, Kirchner D and Le Meur E (2008) Low-frequency radar sounding of ice in East Antarctica and southern Greenland. *Annals of Glaciology* 55(67), 138–146. doi: 10.3189/2014AoG67A089.
104. Fischer A (2009) Calculation of glacier volume from sparse ice-thickness data, applied to Schaufelferner, Austria. *Journal of Glaciology* 55(191), 453–460. doi: 10.3189/002214309788816740.
105. Gärtner-Roer I and 5 others (2014) A database of worldwide glacier thickness observations. *Global and Planetary Change* 122, 330–344. doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.09.003. Gindraux S, Boesch R and
106. Hagg W, Mayer C, Lambrecht A, Kriegel D and Azizov E (2013) Glacier changes in the Big Naryn basin, Central Tian Shan. *Global and Planetary Change* 110, 40–50. doi: 10.1016/j.gloplacha.2012.07.010.
107. Петраков, Д.А. и 8 других (2016) Ускоренное ледник усадки в массиве Ак-Shyirak, Внутренний Тянь - Шане, в течение 2003-2013 гг. [Текст] Петраков, Д.А. Наука об окружающей среде 562, 364-378. DOI: 10.1016 / j.scitotenv.2016.03. 162 . [CrossRef Google Scholar PubMed](#)
108. Петраков, Д.А., Коваленко, Н.В., Лаврентьев, I и Усубалиев, Р.А. (2014) Толщина льда, объем и current изменение площади Сара-Топ Glacier (Ак-Shyirak массив, Внутренний Tian Shan. *Криосфера Земли* 18 (3), 83 - 91 . [Google Scholar](#)
109. Lavrentiev II and 5 others (2014) Russian-Kyrgyz radio echo-sounding studies of the Tien Shan glaciers during last years. Materials of International Conference ‘Remote- and Ground-based Earth Observations in Central Asia’ Bishkek, Kyrgyzstan, September 8–9, pp. 330–336 [in Russian].

110. Gindraux S, Boesch R and Farinotti D (2017) Accuracy assessment of digital surface models from unmanned aerial vehicles imagery on glaciers. *Remote Sensing* 9(2), 186. doi: 10.3390/rs9020186.
111. Racoviteanu AE, Paul F, Raup B, Khalsa SJS and Armstrong R (2009) Challenges and recommendations in mapping of glacier parameters from space: results of the 2008 Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) workshop, Boulder, Colorado, USA. *Annals of Glaciology* 50 (53), 53–69. doi: 10.3189/172756410790595804.
112. Paul F and 19 others (2013) On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. *Annals of Glaciology* 54(63), 171–182. doi: 10.3189/2013AoG63A296.
113. Shean DE and 5 others (2020) A systematic, regional assessment of High Mountain Asia glacier mass balance. *Frontiers of Earth Science* 7, 363. doi: 10.3389/feart.2019.00363
114. Bolch T (2015) Glacier area and mass changes since 1964 in the Ala Archa Valley, Kyrgyz Ala-Too, northern Tien Shan. *Ice and Snow* 55, 28–39. doi: 10.15356/IS.2015.01.03.
115. Авсюк, Г.А. Измерение температур льда ледника Кара-Баткак [Текст] /Г.А. Авсюк //Труды Инта геогр. АН СССР. – Вып. 60. – 1954. – С. 31-39.
116. Овчаров, Е.Е. Гидрология и гидрометрия [Текст] /Е.Е. Овчаров, Н.Н. Захаровская. –Л.: Гидрометеиздат, 1986. – С.230.

Глава 4

117. Забиров Р. Д. Древнее и современное оледенение хребта Терской-Алатоо и колебания уровня озера Иссык-Куль [Текст] Забиров Р. Д. // Изв. АН Кирг. ССР. 1956. Вып. 2. С. 73-100.
118. Больш Т. Значение ледников, каменных глетчеров и богатой льдом мерзлоты Северного Тянь-Шаня как водонапорной башни в условиях изменения климата Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии: [Текст] Больш Т., Марченко С.С. Материалы Междунар. семинара Оценка

снежно-ледовых и водных ресурсов Азии». 28–30 ноября 2006 г. /Ред. И.В. Северский. Алматы, 2007. С. 215–229.

119. Aizen V.B., Aizen E.M., Melack J.M. Precipitation, melt and runoff in the northern Tien Shan// Journ. of Hydrology. 1996. V. 186. P. 229–251.

120. Bolch T. Climate change and glacier retreat in northern Tien Shan (Kazakhstan Kyrgyzstan) using remote sensing data // Global and Planetary Change. 2007. V. 56. P. 1–12.

121. Solomina O., Barry R., Bodnya M. The retreat of Tien Shan glaciers (Kyrgyzstan) since the Little Ice Age estimated from aerial photographs, lichen metric and historical data Geogr. Annals.A. 2004.V. 86. P. 205–216.

122. Кутузов С.С. Изменение площади и объёма ледников хр. Терской Ала-Тоо во второй половине XX в. [Текст] Кутузов С. // Лёд и Снег. 2012. № 1 (117). С. 5–14.

123. Aizen V.B., Kuzmichenok V.A., Surazakov A.B., Aizen E.M. Glacier changes in the Tien Shan as determined from topographic and remotely sensed data // Global and Planetary Change.2007. V. 56. P. 328-340.

124. Ding Y., Liu S., Li J., Shangguan D. The retreat of glaciers in response to recent climate warming in western China, Annals of Glaciology.2006. V. 43.P. 97–105.

125. Эрменбаев Б. Скорости линейного отступления и факторы регресса горно-долинных ледников Тянь-Шаня. [Текст] Эрменбаев Б., Ерохин С ASA Regional Workshop on Roles of Academies of sciences Water and energy problems 2011. P. 95-98

126. Вилесов Е.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX веке. [Текст] Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Алматы, 2001 , 252 с.

127. Hagg, et al., Modelling of hydrologic response to climate change in glacierized Central Asian catchments 2005с 40-53

128. Кузьмиченок В.А. - Математико-картографическое моделирование возможных изменений водных ресурсов и оледенения Кыргызстана при изменении климата [Текст] Кузьмиченок В.А. (2003)

129. Narama et., Large drainages from short-lived glacial lakes in the Teskey Range, Tien Shan Mountains, Central Asia
130. Гляциологический словарь 1984,
131. Монография: Влияние изменения климата на горную экосистему Тянь-Шаня. [Текст] Изд. «НУР-АС», стр. 85-99. Бишкек. 2014
132. Отчет института водных проблем по «Мониторинг ледников и гидрометеорологических условий на концессионной площади ЗАО «Кумтор Голд Компани» (КГК) и в бассейнах рек Арабель и Учкол за 2019 год:
133. Эрменбаев. Б. «Влияние загрязнённости льда (покрытые мореной) на величину абляции ледника Кара-Баткак» [Текст] Эрменбаев. Б. Известия ОшТУ № 1, Часть 1, стр. 141-148. 2018.
134. Каталог ледников СССР, Том 14, Выпуск 2, Часть 5. 58-59 с.
135. Всемирный каталог ледников <http://wgms.ch/latest-glacier-mass-balance-data/>
136. Aizen V.B., Aizen E.M., Malock J.M., Dozier J. 1997 Climate and Hydrologic Changes in the Tien Shan, Central Asia. // Journal of Climate, Vol. 10, # 6, pp.1393-1404.
137. Глазырин Г.Е. Сведения о системе гидрометеорологического мониторинга в Узбекистане. [Текст] Глазырин Г.Е. Доклад на Международном семинаре «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии. Алматы, 28-30 ноября. 2006.
138. Чуб В.Е. Изменение климата и его влияние на природно-ресурсный потенциал Республики Узбекистан. [Текст] Чуб В.Е. Ташкент: САНИГМИ, 2000. 252с.
139. Severskiy I.V., Kokarev A.L. Severskiy S.I., Tokmagambetov T.G., Shagarova L.V., Contemporary and prognostic changes of glaciation in Balkhash Lake basin. Almaty. 68p.
140. Котляков В.М. Снежный покров и ледники Земли. [Текст] Котляков В.М. Избранные сочинения. Книга. М., «Наука», 2004. 447 с.

141. Благовещенский В.П. Колебания снежности в горных районах Юго-Восточного Казахстана [Текст] Благовещенский В.П., Пиманкина Н.В // Гидрометеорология и экология, №3, 1997. С.187-197.
142. Артемьева С.С. Климатические изменения зимнего периода в горах Западного Тянь-Шаня. [Текст] Артемьева С.С., Царев Б.К «Риск-2003», Ташкент. 2003. С.138-142.
143. Браун Л., Современное и будущее воздействие снежного покрова и ледников на сток в горных районах- сравнение между Альпами и Тянь-Шанем. [Текст] Браун Л., Хааг В. Доклад на Международном семинаре «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии. Алматы, 28-30 ноября. 2006. 18 с.
144. Пиманкина Н.В. 1998, Тенденции изменения характеристик снежности казахстанской части Тянь-Шаня за последние 30 лет / [Текст] / Пиманкина Н.В. Географические основы устойчивого развития Республики Казахстан. Алматы, С. 75-79.
145. Гальперин Р.И. К вопросу об изменении речного стока с северного склона Заилийского Алатау [Текст] // Гальперин Р.И. Вестник КазНУ, Серия географ., № 1(16), 2003. С. 22-27.
146. IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 2014, 151 p.
147. Поповнин В.В. Современная эволюция ледников Земли [Текст] Поповнин В.В. – Современные глобальные изменения природной среды. Т.1, М.: Научный мир, 2006, С. 507-576.
148. Тушинский Г.К. Ритмы гляциальных процессов последнего тысячелетия [Текст] – Тушинский Г.К., Турманина В.И Ритмы гляциальных процессов, М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979, С. 154-160.

149. 1. Маматканов Д.М. Влияние изменений климата на горную экосистему Тянь-Шаня (на примере Иссык-Кульского и Чуйского бассейнов). [Текст]// Д.М. Маматканов, Л.В. Бажанова, В.А. Кузьмичонок, В.В. Романовский,
150. Р.А. Сатылканов, О.Д. Эрдман, Б.О. Эрменбаев, Chen Xi, Jilili Abuduwaili, Hu Rugi. Б.: Нур-Ас, 2014. 524 с.
151. Чонтоев Д.Т. Водные и гидроэнергетические ресурсы Кыргызстана в условиях изменения климата. Коллективная монография. [Текст]. Д.Т.Чонтоев, Д.М. Маматканов, Ш.Э. Усупаев, Р.Г. Литвак, Е.И.Немальцева, О. Давлеталиева, Н.В. Ершова, О.М. Стрижанцева, Л.В.Бажанова, А.К.Мамбетова, В.И.Липкин, М.С. Абдулдаев, М.Е.Коккозов, С.А. Ерохин, Т.В.Тузова, В.В. Загинаев, Б.М. Жакеев, Э.С.Шаршеев, А.У.Чымыров, Г.К.Асанакунова, Б.У. Абылмеизова, М.М.Дылдаев, Н.В.Кенжебаев, Р.С.Кермалиев, Э.Т. Токторалиев, О.И. Элеманов, Р.А.Сатылканов, В.И.Шатравин, К.Б. Осмонбаева, Б.О.Эрменбаев, Д.Д. Саякбаев. Б.: 2022 – 400 с. С.7-50.
152. [Feng Chen, Shulong Yu, Huaming Shang, Ruibo Zhang, Tongwen Zhang, Heli Zhang, Youping Chen, Rysbek Satylkanov, Bakytbek Ermenbaev, Zainalobudin Kobuliev, Ahsan Ahmadov](#) «The Productivity of Low-Elevation Juniper Forests in Central Asia Increased Under Moderate Warming Scenarios. Volume 126, Issue 4 April 2021» <https://doi.org/10.1029/2021JG006269>.
153. Ruibo Zhang, Yujiang Yuan, Xiahua Gou, Qing He, Huaming Shang, Tongwen Zhang, Chan Feng, Ermenbaev B, Shulong Yu, Li Qin, Ziang Fan. «Tree-ring-based Moisture variability in western Tien-Shan Mountains since A.D. 1882 and its possible driving mechanism». International Journal Agricultural and Forest Meteorology Pages 267-276, 2016
154. Hui-Qin Wang, Feng Chen, Ermenbaev B, Rysbek Satylkanov «Comparison of drought-sensitive tree-ring records from the Tien Shan of Kyrgyzstan and Xinjiang (China) during the last six centuries» Chinese Journal Advances in Climate Change Research, Volume 8, Issue 1, Pages 18-25, 2017
155. ZHANG R., ERMENBAEV B., ZHANG H., SHANG H., ZHANG T., YU S., QIN L., CHONTOEV D.T., SATYLKANOV R. «Natural discharge changes of the Naryn River over the past 265 years and their climatic drivers» CLIMATE DYNAMICS ISSN: 0930-7575 eISSN: 1432-0894. Том 55, стр. 1269-1281, 2020
156. ZHANG R.1, 2, 3, ZHANG T.1, ALI M.1, QIN L.1, ERMENBAEV B.4, SATYLKANOV R.4. The Radial Growth of Schrenk Spruce (*Picea schrenkiana* Fisch. et Mey.) Records the Hydroclimatic Changes in the Chu River Basin over the Past 175 Years FORESTS eISSN: 1999-4907, 2019, №3. s. 223
157. Wanqin GUO, Shiyin LIU, Jiewen FU, Juanxiao GONG, Saadat TASHBAEVA, Bakytbek ERMENBAEV «Glacier changes in the drainage

basin of Issyk-Kul Lake, Kyrgyzstan, during the 1960 to the 2010 » (Abstract) (Абстракт)2010

158. Wanqin GUO, Shiyin LIU, Jiewen FU, Juanxiao GONG, Saadat TASHBAEVA, Bakytbek ERMENBAEV «Glacier changes in the drainage basin of Issyk-Kul Lake, Kyrgyzstan, during the 1960 to the 2010 » (Abstract) (Абстракт) 2010

159. Tree-ring-based Moisture variability in western Tien-Shan Mountains since A.D. 1882 and its possible driving mechanism» International Journal Agricultural and Forest Meteorology pages 267-276 2016 Ruibo Zhang, Yujiang Yuan, Xiahua Gou, Qing He, Huaming Shang, Tongwen Zhang, Chan Feng, Bakytbek Ermenbaev, Shulong Yu, Li Qin, Ziang Fan.

160. «Reconstruction of a long streamflow record using tree rings in the upper Kurshab River (Pamir-Alai Mountains) and its application to water resources management» International Journal of Water Resources Development. Том 33, - Выпуск 6 <https://www.researchgate.net/publication/307591459> 2017 Feng Chen, Qing He, Ermenbaev Bakytbek, Shulong Yu, Ruibo Zhang

161. Hui-Qin Wang, Feng Chena, Bakytbek Ermenbaev, Rysbek Satylkanovb «Comparison of drought-sensitive tree-ring records from the Tien Shan of Kyrgyzstan and Xinjiang (China) during the last six centuries» Chinese Journal Advances in Climate Change Research, Volume 8, Issue 1, Pages 18-25 <https://www.researchgate.net/publication/335610873> 2017

162. Маматканов Д.М. Высокогорные озера бассейн реки Тон Иссык-Кульской области и оценка их прорывоопасности. [Текст]// Маматканов Д.М., Эрменбаев Б.О. Известия НАН. КР. №3. 2010, С. 45-48

163. Ерохин С. А. Скорости линейного отступления и факторы регресса горно-долинных ледников Тянь-Шаня. [Текст]// Ерохин С. А., Эрменбаев Б.О. ASA Regional Workshop on Roles of Academies of sciences Water and energy problems 2011. 95-98 2012

164. Эрменбаев Б.О. Высокогорные прорывоопасные озера Иссык-Кульской области» [Текст]// Эрменбаев Б.О. Сборнике научных трудов КазНИИВХ, г.Тараз "Научные исследования в мелиорации и водном хозяйстве", Том 49, Выпуск 2, 2012, С. 36-41

165. Эрменбаев Б.О. Динамика состояние ледника Кара-Баткак. [Текст]// Эрменбаев Б.О. Сборника научно-практической конференции молодых ученых Кыргызстана. «Старт в большую науку» 5-6 ноябрь 2013 г. стр. 56-57.

166. Ерохин С. А. Классификация и оценка озер по степени прорывоопасности». [Текст]// Ерохин С. А., Эрменбаев Б.О. Монография:

Влияние изменения климата на горную экосистему Тянь-Шаня. Изд. «НУР-АС», Бишкек. 2014, С. 85-99.

167. Бажанова Л.В. Изменение климата и водные проблемы Кыргызстана (на примере внутреннего Иссык-Кульского бассейна). [Текст]// Бажанова Л.В., Эрменбаев Б.О. Книга «Водные ресурсы Центральной Азии» Париж, Франция, Том 25. 2015, С. 59-74

168. Бажанова Л.В. Динамика оледенения в условиях современного изменения климата на примере ледника Кара-Баткак, хребет Тескей Ала-Тоо. [Текст]// Бажанова Л.В., Сатылканов Р.А., Эрменбаев Б.О. Вестник Кыргызско-Российского Славянского университета, Том 17, №5. 2017, С. 189-194.

169. Эрменбаев Б.О. Влияние загрязнённости льда (покрытые мореной) на величину абляции ледника Кара-Баткак. [Текст]// Эрменбаев Б.О. Известия ОшТУ № 1, Часть 1, 2018, С. 141-148

170. Шатравин В.И. Ледовые ресурсы Тянь-Шаня в забронированных ледниках. [Текст]// Шатравин В.И., Маматканов Д.М., Сатылканов Р.А., Эрменбаев Б.О., Ваткинс Д./Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана № 3, 2018, С. 110-114

171. Эрменбаев Б.О. Современная тенденция баланса массы ледника Кара-Баткак. [Текст]// Известия вузов Кыргызстана. [Текст] Б.О. Эрменбаев, № 11, 2018. С. 37-41.

172. Эрменбаев Б.О. Линейное отступление и изменения площади ледника Кара-Баткак. Известия вузов Кыргызстана. [Текст]// № 11, 2018. С. 42-49.

173. Эрменбаев Б.О. Изменение подходов к расчету баланса массы ледников внутреннего Тянь-Шаня. [Текст]// Эрменбаев Б.О., Маматканов Д.М., Сатылканов Р.А., Поповнин В. Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана. Б.О. Эрменбаев № 4, 2019, С.190-194

174. Шатравин В.И. Пространственное прогнозирование селевой опасности на основе фациально-литологических особенностей селеформирующих отложений. [Текст]// Шатравин В.И., Сатылканов Р.А., Эрменбаев Б.О. Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана № 4, 2019, С. 116-121

175. Эрменбаев Б.О. Забронированные ледники северного Тянь-Шаня и их влияние на стока рек. Известия НАН КР. [Текст] Б.О. Эрменбаев, №1, 2020. С. 40-46.

176. Лендер Ван Трихт, Измерение и определение толщины льда распространение четырех ледников на Тянь-Шане, Кыргызстан. [Текст]// Филипп Хейбрехтс, Йонас Ван Бридам, Йоханнес Й. Фюрст, Олег Рыбак, Рысбек Сатылканов, Бакыт Эрменбаев, Виктор Поповнин, Робби Нейнс, Хлоя Мари Пейс и Филипп Мальц. Журнал гляциологии 1–18. <https://>

doi.org/10.1017/jog.2020.104 Доработана: 15 ноября 2020 г. Принята в печать: 16 ноября 2020 г.

177. Эрменбаев Б.О. Современная эволюция ледников хребта Тескей Ала-Тоо за последний 50 лет. [Текст]// Эрменбаев Б.О., Чонтоев Д.Т., Саякбаев Д.Д. Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана № 4, 2021, С. 39-43

178. Эрменбаев Б.О. Современная эволюция оледенений хребта Тескей Ала-Тоо и их влияние стока рек. [Текст]// Эрменбаев Б.О., Чонтоев Д.Т., Сатылканов Р.А. Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана № 9, 2022, С. 69-74.