

Санкт-Петербургский государственный университет

*ГРИГА Семен Алексеевич*

**Выпускная квалификационная работа**

***Оценка времени формирования потенциальных приледниковых озёр  
на примере горного массива Монгун-Тайга***

Уровень образования: *магистратура*

Направление *05.04.04 «Гидрометеорология»*

Основная образовательная программа *ВМ.5745.2021 «Опасные гидрологические явления: от мониторинга до принятия решений (ГОЯ)»*

Научный руководитель:  
доцент, заведующая кафедрой  
гидрологии суши ИНоЗ СПбГУ,  
кандидат географических наук,  
Пряхина Галина Валентиновна

Рецензент: доцент, кафедра  
физической географии и  
геоинформационных систем  
Института географии АлтГУ,  
кандидат географических наук,  
Останин Олег Васильевич

Санкт-Петербург  
2023

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	3
<b>ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ</b> .....	4
<b>1.1. Аспект существования объекта исследования</b> .....	4
<b>1.2. Становление методов изучения ложа ледника</b> .....	7
<b>1.3. Полевые методы оценки объема ледника и льда в котловине будущего озера</b> .....	8
<b>1.3.1. Оценка объема ледника, основанная на измерениях в точках</b> .....	9
<b>1.3.2. Оценка объема ледника, основанная на георадарном профилировании</b> .....	10
<b>1.4. Становление и развитие методов оценки толщины и объема ледников: от эмпирики к моделированию</b> .....	10
<b>1.4.1. Развитие метода степенной функции</b> .....	11
<b>1.4.2. Напряжение сдвига на ложе</b> .....	15
<b>1.4.3. Математическое моделирование. Модель GlabTop</b> .....	17
<b>1.5. Баланс массы: скорость освобождения озерной котловины ото льда</b> .....	21
<b>ГЛАВА 2. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК</b> .....	22
<b>2.1. Общая характеристика</b> .....	22
<b>2.2. Северо-Чуйский хребет</b> .....	24
<b>2.3. Горный массив Монгун-Тайга</b> .....	25
<b>ГЛАВА 3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ</b> .....	27
<b>3.1. Математическое моделирование. Модель GlabTop2</b> .....	27
<b>3.2. Материалы георадиолокации</b> .....	29
<b>3.3. Расчет баланса массы ледника. Метод Г.Е. Глазырина</b> .....	29
<b>3.4. Метеорологические данные и климатические прогнозы</b> .....	31
<b>ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ</b> .....	33
<b>4.1. Алгоритм оценки времени формирования приледникового озера</b> .....	33
<b>4.2. Верификация модели GlabTop2: ретроспективный анализ развития озер Северо-Чуйского хребта</b> .....	37
<b>4.3. Расчет морфометрических характеристик и времени формирования потенциальных озер Монгун-Тайги</b> .....	45
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> .....	47
<b>Список использованных источников</b> .....	48

## ВВЕДЕНИЕ

На фоне продолжающегося изменения современных климатических условий площадь горного оледенения сокращается все быстрее. Отступление ледников активизирует экзогенные процессы в высокогорных геосистемах (Chotchaev et al, 2020; Керимов и др., 2018; Кедич и др., 2020, Докукин и др., 2020). Их проявление выражается в одновременном образовании большого числа ледниковых озер и увеличении триггерных для их спуска процессов. Высокий динамизм высокогорных геосистем способен привести к разрушению естественных, но неустойчивых плотин и катастрофическому прорыву озер (Emmer et al., 2014; Докунин, 2015). Последующие прорывные паводки и селевые потоки наносят ущерб нижележащим территориям (Голубев, 1976; Виноградов, 1977; Clarke, 2006; Черноморец и др., 2007). Возможность таких прорывов ледниковых озер останется серьезной проблемой и будет возрастать в будущем по причине продолжающейся дегляциации (Emmer et al., 2017; Harisson, 2018).

На территории Алтая со времени максимума малого ледникового периода (МЛП) ото льда уже освободилось около 1100 км<sup>2</sup> их ложа (Ganyushkin et al., 2022). В сочетании с увеличением туристического потока и высокой сейсмической активностью данные процессы привели к резкому росту потенциальной опасности для населения и инфраструктуры нижележащих территорий. Значимость прогноза места и времени образования ледниковых озер, как части их мониторинга, возрастает, в особенности для территории Алтая.

**Целью** работы является оценка времени формирования потенциальных приледниковых озер горного массива Монгун-Тайга.

**Объектом** исследования являются замкнутые понижения ледникового ложа на территории горных массивов и хребтов Алтая.

**Предметом** данной работы является динамика замкнутых понижений ложа и, в частности, формирование потенциальных приледниковых озера.

Для достижения поставленных целей решались следующие **задачи**:

1. Создать алгоритм оценки времени формирования приледникового озера.
2. Верифицировать модель толщины льда GlabTop2 на объектах Северо-Чуйского хребта.
3. Определить местоположение и морфометрические характеристики потенциальных озер массива Монгун-Тайга.
4. Оценить время начала и окончания освобождения чаш потенциальных озер массива Монгун-Тайга ото льда.

# ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

## 1.1. Аспект существования объекта исследования.

Проблема несуществующих объектов является вопросом, на котором различные авторы размышляли уже с античных времен. Она остается актуальной и в настоящее время, в том числе для философии науки. Предположение о том, что несуществующие объекты существуют, парадоксально само по себе и вызывает сильное противоречие. Тем не менее, в повседневной жизни человека уже стало обыденностью говорить и думать о несуществующих объектах. То же происходит и в естественнонаучных направлениях.

Ледниковое ложе образует замкнутые понижения, которые на данный момент полностью заполнены и перекрыты ледником, где потенциально могут образоваться озера в будущем. Однако данные озера в настоящее время не существуют. Таким образом, несуществующие объекты являются не только философской проблемой, но и проблемой определения объекта исследования в науках о Земле.

Итак, рассмотрим коренное ложе ледника, на некотором участке которого расположено замкнутое понижение ложа. При отступании ледника со временем оно будет освобождено от него и станет приемником талой воды и атмосферных осадков. Само по себе исследование несуществующего озера уже очень странно. Мы можем не просто думать об озере, но и изучать его, что, согласно Дэвиду Юму, уже означает существование озера. Но есть и другой мотив так полагать – взаимодействие с несуществующим объектом. Возможность изучения – измерения, моделирования, неабстрактно визуализации делает озеро все более неотличимым от реально существующего.

Мы можем по-разному взаимодействовать с несуществующим озером, например:

- 1) Определить его местоположение;
- 2) Оценить объем воды;
- 3) Оценить будущую динамику озера (увеличение/уменьшение);
- 4) Как и когда оно начнет формировать и прорвется, то есть спрогнозировать весь жизненный путь.
- 5) Прозондировать или пробурить ледник и физически и непосредственно взаимодействовать с тем, что еще является несуществующим озером.

Конечно, все это не делает озеро существующим. Оно все такой же несуществующий объект, как и Пегас или золотая гора, но все же значительно более конкретный и определенный, чем они. То есть уже находится между существованием и несуществованием.

Это понижение ложа не является озером, то есть озеро не существует пока перекрыто ледником и не заполнено водой. Для того чтобы попробовать утвердить обратное –

«существование» этого несуществующего озера обратимся к нескольким определениям озера. То есть осуществим намеренное и направленное мысленное действие на потенциально существующий объект.

1) Озеро — компонент гидросферы, представляющий собой естественно возникший водоем, заполненный в пределах озерной чаши (озерного ложа) водой и не имеющий непосредственного соединения с морем (океаном) (Спиридонов, 1980).

2) Озеро – природный водоем в углублении суши (котловине), заполненном континентальными водными массами с замедленным водообменом, не имеющий прямой связи с морем (океаном) (Большая российская энциклопедия).

3) Озеро – водоем, окруженный сушей (Богословский, 1960).

4) Озеро – природный водоем в углублении суши (котловине), заполненном в пределах озерной чаши (озерного ложа) разнородными водными массами и не имеющим одностороннего уклона (Большая советская энциклопедия).

В данном случае основываясь на принципе интенциональности, проблема которого остается одним из наиболее сильных оснований думать, что существуют несуществующие объекты, мы можем сказать, что озеро не существует. Возникает противоречие, при котором наше мысленная намеренная направленность, согласно принципу интенциональности, говорит о существовании объекта, а его определение отвергает это. Это объясняется тем, что мы направлены не на один объект: объект 1 из определения существует и согласуется с принципом интенциональности (просто озеро) и некий объект 2, у которого нет определения, но мы также можем о нем думать (замкнутое понижение).

Общим для определений озера является наличие воды. В замкнутых понижениях ложа ледника вода отсутствует, ее место занимает лед. Однако заметим, что лед – это вода в твердом агрегатном состоянии. При этом и лед, и вода являются состояниями одного объекта – оксида водорода. Аналогично: мы определяем не озеро-объект (и его существование), а озеро-состояние (в данном случае объект 1 одно из них). При этом в определение состояния замешивается и сам объект, для которого отдельное определение отсутствует. Озеро-объект заимствует определение, как и существование, у озера-состояния. А значит озеро, как объект, не существует само по себе, так как на данный момент отсутствует возможность его определить, и мы не можем его представить. Возникает представление о системе объекта и его связей с состояниями, посредством которых он существует.

Кроме того, это положение подтверждается следующим. Отрицая существование озера (замкнутого понижения), мы сталкиваемся с проблемой отрицательных сингулярных утверждений о существовании. Кратко проблема формулируется следующим образом: «для того, чтобы отрицать существование данного индивида, нужно предположить существование

этого самого индивида». Таким образом должно возникать противоречие. Однако мы легко можем предположить (с помощью прогноза) существование озера-состояния (следовательно, и озеро-объект), и с уверенностью утверждать, что оно будет в будущем. То есть мы предполагаем существование в будущем, при том, что в настоящий момент озера нет. Проблема отрицательных сингулярных утверждений о существовании озера решается.

В некоторых философских работах различие между «есть» и «существует» отвергается. Кроме того, в одном из последних исследований на эту тему Грэмом Пристом была предложена теория несуществующих объектов, которая рассматривает «есть» и «существует» как синонимы. Другие философы считают, что есть веские причины для проведения этого различия. Некоторые из них считают, что различие между «есть» и «существует» коренится в обычном языке, но другие твердо отрицают это (Reicher, 2010).

Предыдущие размышления плавно подвели нас к проблеме дискурса о прошлом и будущем. Рассмотрим следующие предложения: «Замкнутое понижение ложа будет озером» и «Озеро было замкнутым понижением ложа». Предложения состоят из предметного термина (замкнутое понижение ложа и озеро) и предикатного термина (будет озером и было замкнутым понижением ложа). Обоснование предложений полностью лежит на прогнозе (предсказании), возможность которого была показана выше. Таким образом мы можем сказать, что озера (состояние) нет сейчас, но есть в будущем, а озеро (объект) существует вообще. Представим все вышесказанное в виде схемы (рис. 1).

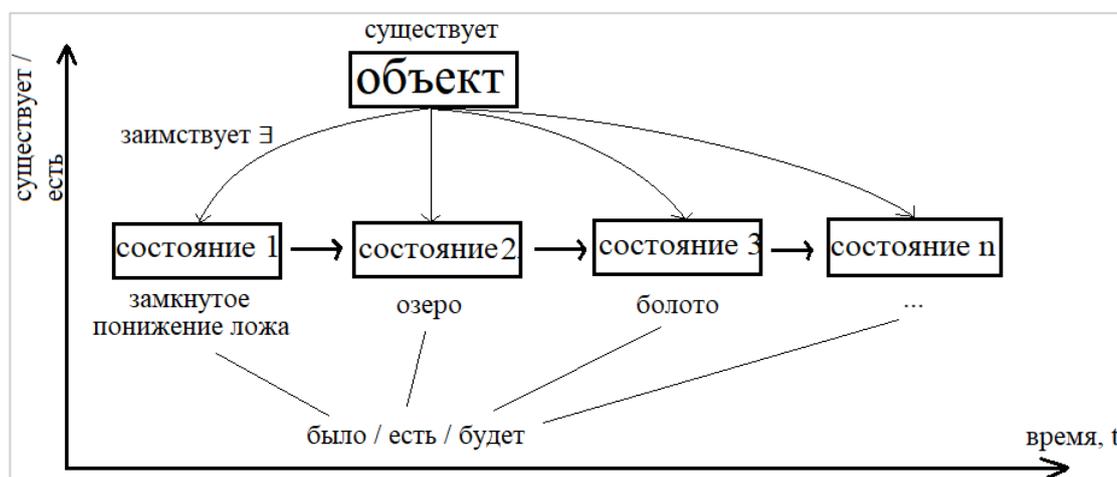


Рис. 1. Схема объекта и связей с состояниями на примере «озера».

Таким образом можно сделать ряд выводов. Несуществующих объектов не существует. Объекты существуют вообще и в этом их свойство, но не существовать могут состояния объекта. При этом определение объекта не влияет на свойство существования. Разработана схема отношения объекта и его состояний. Показана разница между «существует» и «есть», которые выступают свойствами объекта и состояний в двухуровневой системе. Объектом исследования могут выступать не сам объект в философском понимании, а его состояние.

## 1.2. Становление методов изучения ложа ледника.

За последние два десятилетия (с 2000 г.) было создано большое число открытых глобальных цифровых моделей рельефа (ЦМР). Например, наиболее часто используемыми в решении научных и практических задач являются следующие ЦМР:

- SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) получена в 2000 году. Пространственное разрешение ячеек ЦМР составляет от 30х30 до 90х90 метров;
- ASTER GDEM (Global Digital Elevation Model) получена в 2011 году. Пространственное разрешение ячеек ЦМР составляет 30х30 метров;

Кроме того, на коммерческой основе распространяются ЦМР с более высоким пространственным разрешением:

- ALOS AW3D (ALOS World 3D Topographic data) получена в результате съемки в 2006–2011 годах. Пространственное разрешение ячеек ЦМР составляет от 2,5х2,5 метра;
- NEXTMAP WORLD 10 И WORLD 30 основана на интеграции более ранних ЦМР и новых спутниковых данных. Пространственное разрешение ячеек ЦМР составляет от 10х10 до 30х30 метров.
- WorldDEM создана в 2014–2015 годах. На сегодняшний день считается одной из лучших ЦМР. Пространственное разрешение ячеек ЦМР составляет 12х12 метров.

Совместное использование многообразия ЦМР с данными об оценке толщины льда, получаемыми геофизическими методами и математическим моделированием, сделало возможным детальное изучение топографии ложа ледника. Считается, что наиболее перспективно моделирование толщины льда на основе физических закономерностей движения ледников, данных о границах ледника и рельефе поверхности в виде ЦМР (Петраков и др., 2014).

Важным толчком для исследования ложа ледников стало создание в 2012 году модели GlabTop (Glacier bed topography) (Linsbauer et al., 2012). Простая и удобная в обращении модель позволила за последние 10 лет развиваться целому направлению по изучению подледникового ложа. Были проведены исследования по моделированию толщины ледников во всех основных центрах оледенения мира. Более подробное рассмотрение модели будет представлено далее. Изучение подледникового ложа развилось от простого обнаружения местоположения замкнутых понижений (Frey et al., 2010) до определения подледниковых каналов стока (Лаврентьев др., 2020). Важным применением таких исследований является прогнозирование будущей эволюции ландшафта и образования озер и водотоков в горных районах, подверженных дегляциации.

Таким образом, за последнее десятилетие были развиты методы и подходы для изучения ложа горных ледников не предмет замкнутых понижений, которые при дальнейшем

отступании ледников станут озерами. Для этого необходимы данные о поверхности ледника и его толщине.

В работе (Frey et al., 2010) коллектив авторов под руководством Frey Holger была представлена многоуровневая стратегия, которая позволяет оценить вероятность формирования озер на месте отступающих ледников. Первый и второй уровень носит качественный характер и позволяют только с некоторой вероятностью спрогнозировать образование озер, используя для этого данные об уклонах поверхности ледника, распространению зон трещин на его поверхности, изменению ширины долины. Граничным значением, меньше которого формирование озера возможно принимается  $5^\circ$ , то формирование возможно). Основным недостатком этого подхода является невозможность получить данные о возможном объеме озер в будущем, что оказывает ключевое влияние на их прорывоопасность.

На третьем уровне моделирование потенциальных озер переходит на более высокий уровень в части использования входных данных. В их роли выступает пространственное распределение толщины льда. Данный подход позволяет полностью избежать недостатков более низких уровней стратегии. Достоинством также является возможность вести расчеты для целых горных хребтов и массивов. Однако собственные минусы также имеются. Например, для достоверного моделирования необходима процедура региональной калибровки модели, позволяющей получить пространственное распределение толщины льда. Данный процесс должен основываться на инструментальных данных о толщине льда, например, георадарном профилировании.

Четвертый уровень является расширением третьего в части использование инструментальных данных. Подледниковое ложе оценивается не на основе откалиброванной модели, а при помощи геофизических исследований – георадиолокации. Его также можно использовать для оценки дальнейшего роста уже существующих приледниковых озер (Лаврентьев и др., 2020).

### **1.3. Полевые методы оценки объема ледника и льда в котловине будущего озера.**

Во всем мире существует консенсус в отношении важности знания о распределении толщины льда и общего объема льда для оценки будущих изменений ледников как для гляциологических, так и для гидрологических целей, особенно для регионов, которые являются важными регуляторами глобальной климатической системы и быстро реагируют на изменение климата (Bello et al., 2020).

Для оценки скорости освобождения замкнутого понижения ложа ото льда и скорости его заполнения талой водой необходимы данные об объеме ледника и о пространственном

распределении его толщины. Для определения данных характеристик существуют несколько методов. Некоторые из них получили развитие и успешно используются во многочисленных исследованиях, другие на настоящий момент потеряли свою актуальность и практически не применяются. Рассмотрим некоторые из данных методов.

### **1.3.1. Оценка объема ледника, основанная на измерениях в точках.**

**Сейсмический метод** основан на зависимости скорости сейсмических волн от температуры: скорость увеличивается с уменьшением температуры. Аппаратура состоит из одного передающего кристаллического датчика и струны, на которой ниже датчика подвешены четыре приемника. Время, за которое ультразвуковые (ультразвуковой каротаж) импульсы проходят расстояние между любой парой приемников, определяет скорость Р-волн в вертикальном направлении, и поэтому она может быть измерена как функция глубины (Физика ледников, 1984).

**Гравитационный (гравиметрический) метод** основан на аномалии силы тяжести, обусловленной малой плотностью льда (около  $900 \text{ кг/м}^3$ ) по сравнению с плотностью окружающих и подстилающих пород ( $2600\text{-}2700 \text{ кг/м}^3$ ). Впервые метод был применен в Гренландии в 1948 г. На ледниковых покровах комбинировался с сейсмическим методом, на долинных ледниках использовался самостоятельно (Гляциологический словарь, 1984). На настоящий момент метод практически не используется.

**Вертикальное индукционное зондирование** позволяет исследовать в стационарном режиме структуру электромагнитных волн, длина которых соизмерима с геометрическими размерами установки и изучаемого разреза. По причине того, что ледник характеризуется очень большим удельным электрическим сопротивлением (сотни мегаомметров), а подстилающие породы – малым (первые километры), с помощью такого зондирования можно определить мощность первого слоя, т.е. ледника, удельное электрическое сопротивление основания, а соответственно, и тип подстилающих пород (Берри и др., 1970).

**Вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ)** с фиксацией переменной составляющей напряжения предполагает определение толщины льда, основанное на периодическом изменении электросопротивления поверхностной части ледника, с наличием значимой гармонической составляющей, являющейся функцией от мощности ледника (Сергеев, 2018). В отличие от предыдущих методов, этот получил свое развитие в последние годы и обладает потенциалом для использования в труднодоступных участках ледников.

**Бурение** всей толщи ледника для ее измерения механическим способом затруднено и очень трудоемко. Поэтому для этого используется бурение паром и электронагреванием. Существует две разновидности: с отбором керна и без него (Физика ледников, 1984).

### 1.3.2. Оценка объема ледника, основанная на георадарном профилировании.

Мысль о возможности использования радиолокации для зондирования ледников впервые возникла после нескольких сообщений из Антарктиды об ошибках в измерениях радиолокационными альтиметрами с самолетов. Оказалось, что они связаны с тем, что часть посылаемой радиоэнергии проникает в лед и отражается от границы между ним и коренными горными породами ложа. К настоящему времени на смену альтиметрам пришли специальные радиолокаторы. Они имеют большое преимущество перед ранее использовавшимися сейсмическими и гравитационными методами, так как позволяют получить непрерывный профиль (Физика ледников, 1984).

Серьезными преимуществами данного метода по сравнению с другими геофизическими методами – сейсмическим, гравиметрическим и электрометрическими – являются возможность непрерывных или дискретных дистанционных измерений толщины льда с движущегося наземного и воздушного транспорта и высокая (от 1,5% до 3%) точность измерений (Глазовский, Мачерет, 2014; Петраков и др., 2014; Лаврентьев и др., 2014).

### 1.4. Становление и развитие методов оценки толщины и объема ледников: от эмпирики к моделированию.

Оценка и измерение толщины льда (ледника) в отдельных точках на площади или в среднем для всего объекта исследования естественно перетекает в оценку объема льда (ледника). Поэтому во многих исследованиях, в том числе рассмотренных далее, методы оценки данных двух характеристик сопровождают и подразумевают друг друга.

Один из первых методов оценки толщины льда был представлен в кадастре ледников национального парка Норт-Каскейдс, штат Вашингтон, США (Post et al., 1971). Согласно данной работе, ледники распределяются по пяти классам в зависимости от их площади (таблица 1). Далее для каждого ледника в соответствии с его классом присваивается средняя толщина льда, на основе чего рассчитывается объем.

Таблица 1. Средняя толщина и суммарный объем ледников по пяти классам площади (Post et al., 1971).

Площадь ледника, км <sup>2</sup>	Число ледников	Суммарная площадь, км <sup>2</sup>	Средняя толщина ледника, м	Объем, км <sup>3</sup>
0-0,5	629	77	20	1,5
0,5-1	68	50	40	2,0
1-2	35	50	65	3,2
2-5	19	62	90	5,6
5-10	5	28	120	3,4
Всего	756	267	-	15,7

Однако объем полевых данных о толщине ледников, на который опираются авторы, слишком мал (несколько ледников) и поэтому значения средней толщины ледников хоть и основываются на реальных измерениях, не могут давать большую ошибку. К тому же авторы указывают на некоторый компромисс между предполагаемыми значениями толщины льда в канадских и российских кадастрах ледников для оценки средней толщины льда небольших ледников в своей работе.

Далее Мюллер (Muller et al., 1977) развил и доработал данную схему. Он также предложил распределять ледники по категориям площади и присваивать им среднюю толщину в соответствии с выражениями (1) и (2).

$$\text{при } S < 0,5 \text{ км}^2, h = 5 \text{ м}, \quad (1)$$

$$\text{при } 0,5 < S \leq 23 \text{ км}^2, h = 5,2 + 15,4\sqrt{S}, \quad (2)$$

где  $S$  – площадь ледника,  $h$  – средняя его толщина.

Выражение (2) имеет вид степенной функции. В работе (Driedger et al., 1986) приведено сравнение этих методов и следующего, обозначив этим переход в использовании подходов в изучении толщины ледников.

#### **1.4.1. Развитие метода степенной функции.**

В процессе наблюдений исследователи заметили, что объем и площадь ледников определенным образом зависят друг от друга. Исходя из предположения о том, что поперечный профиль долинного ледника имеет параболическую форму, Ерасов Н.В. за несколько лет до иностранных исследований, описанных выше, предположил (Ерасов, 1968), что его объем должен быть пропорционален площади в виде выражения (3).

$$V = kS^p, \quad (3)$$

где  $S$  – площадь,  $k = 1,5$ , а коэффициент  $p$  связан с морфометрическими и морфологическими характеристиками конкретного ледника.

Проанализировав данные об объеме и площади около 150 горных ледников в различных центрах оледенения и на основании некоторых теоретических выкладок, Дэвид Бар с соавторами подтвердили (Bahr, 1997; Bahr et al., 1997), что характерный объем и характерная площадь ледников долинного типа связаны соотношением (3).

В работах (Мачерет и др., 2013) (Кутузов и др., 2015) (Petraikov et al., 2016) (Рыбак и др., 2018) приведены обзоры данного метода, его применений в других исследованиях. Дальнейшее рассмотрение основано во многом на них.

При трактовке Дэвида Бара (Bahr, 1997) (Bahr et al., 1997) использование данного метода с достаточной точностью возможно лишь для группы ледников, а для отдельных ледников он не рекомендуется (Bahr et al., 2015). По этой причине наиболее часто степенное

соотношение используется для оценки объема ледников в региональном и глобальном масштабе (Кутузов, 2015). Более того в работе (Bahr et al., 2015) авторы убеждают в универсальности значения «константы»  $p=1,375$ , оставляя возможность варьировать в ходе аппроксимации лишь коэффициент  $k$ . Метод степенной функции не в состоянии учесть характеристики отдельных ледников и не позволяет оценить пространственное распределение толщины льда, что сильно ограничивает применимость метода в современных гляциологических исследованиях (Haerberli, 2016).

Несмотря на недостатки, приведенные также в (Farinotti et al., 2013) (Frey et al., 2014) данный метод остается одним из самых распространенных для оценки объема ледников в силу простоты использования. Вокруг возможности его применения продолжаются дискуссии, а положения, указанные выше, явно или неявно оспариваются многими другими исследователями.

В работах (Мачерет и др., 2013) (Петраков, 2014) приводятся примеры использования степенной зависимости для отдельных ледников при небольших (до 20%) отклонениях от измеренных значений. В многочисленных исследованиях оба коэффициента ( $k$  и  $p$ ) рассматриваются как эмпирические. Их величина зависит от многих факторов – морфологического типа ледников, их термического и динамического режимов, местоположения в горной системе. По этой причине коэффициенты изменяются в весьма большом диапазоне. Наиболее широкие его рамки приводятся в работе (Рыбак, 2018) – выражения (4) и (5).

$$k \in [0,002; 0,132], \quad (4)$$

$$p \in [0,97; 2,70], \quad (5)$$

Глобальными средними значениями принимаются  $k=0,027$  и  $p=1,458$  (Рыбак, 2018).

Если рассматривать графики уравнений вида  $V = f(S)$ , то на них можно легко распознать ветви, которые соответствуют различным морфологическим типам. Статистические выкладки, полученные на примере ледников Алтая (Мачерет и др., 2013), показали, что для более достоверной оценки запасов льда в горно-ледниковых системах целесообразно использовать региональные коэффициенты  $k$  и  $p$  для отдельных морфологических типов ледников. Такой подход неявным образом учитывает различия в динамике ледников (Рыбак и др., 2018). В таблице 2 представлены региональные значения коэффициентов для различных морфологических типов ледников.

Таблица 2. Связь между объемом ( $V$ ) и площадью ( $S$ ) ледников различных районов оледенения в виде степенной функции  $V = kS^p$  по литературным данным.

Регион	Морфологический тип	k	p	источник
Мир	Горные ледники	0,027	1,5	Ерасов, 1968
	-	0,191	1,375	Bahr et al., 1997
	$S < 25 \text{ км}^2$	0,0435	1,23	Grinsted, 2013
	$S > 25 \text{ км}^2$	0,0540	1,20	
Шпицберген	Общая зависимость ( $n = 59$ ; $r = 0,981$ )	$\log_{10} V = 1,776 + 1,120 \log_{10} S$		Macheret, 1982
		11,4	1,120	
	Горные ледники (тип 1)	$\log_{10} V = 1,724 + 1,180 \log_{10} S$		
	«сетчатые» ледники, занимающие отрицательные формы рельефа (тип 2)			
	«сетчатые» ледники, занимающие положительные формы рельефа (тип 3)	$\log_{10} V = 1,232 + 1,248 \log_{10} S$		
	ледяные щиты (тип 4)			Глазовский, Мачерет, 2014
	Горные сетчатые с отрицательными формами подледного рельефа	$37,068 \pm 1,026$	$1,357 \pm 0,067$	
	Ледниковые плато и купола с положительными формами подледного рельефа	$41,323 \pm 1,022$	$1,235 \pm 0,0064$	
	Долинные и сетчатые ледники с отрицательными формами подледного рельефа	0,037	1,357	
Земля Франца Иосифа	Группа 1 (ледниковые купола с хорошо выраженными выводными ледниками)	0,0395	1,245	Глазовский, Мачерет, 2014
	Группа 2 (ледниковые купола без хорошо выраженных выводных ледников)	0,0395	1,295	
Алтай	Долинный ( $n = 46$ ; $r = 0,94$ )	0,0435	1,165	Никитин, 2009
	карово-долинный ( $n = 36$ ; $r = 0,89$ )	0,0464	1,088	
	каровый и карово-висячий ( $n = 29$ ; $r = 0,91$ )	0,0487	1,244	
	Общая зависимость ( $n = 111$ ; $r = 0,95$ )	0,0451	1,139	
	Долинные ( $r = 0,876$ ; $n = 48$ )	0,034	1,337	Мачерет и др., 2013
	Карово-долинные ( $n = 40$ ; $r = 0,917$ )	0,049	1,048	
	Каровые ( $n = 27$ ; $r = 0,864$ )	0,048	1,222	
	Плоских вершин и котловинные ( $n = 5$ ; $r = 0,989$ )	0,044	0,89	
	Все ледники Алтая ( $n = 121$ ; $r = 0,905$ )	0,037	1,304	

Альпы, Шпицберген Каскадные горы	Ледники с минимальной и максимальной величиной коэффициента $p$ ( $n = 63; r = 0,96$ )		0,0285	1,357±0,037	
Альпы	Ледники с минимальной и максимальной величиной коэффициента $p$ ( $n = 16; r = 0,95$ )		0,0161	1,520±0,092	
Джунгарский Алатау	Висячие, шлейфовые и долинные, расположенные в глубине горных хребтов	n=30	0,0298	1,379	
	Висячие долинные, карово-долинные, шлейфовые, каровые, асимметричные каровые и карово-висячие, расположенным в верховьях притоков крупных рек		0,0298	1,202	
	-		0,0298	1,379	Macheret et al., 1988
	Ледники «основных долин»		$29,76 \times 10^{-3}$	1,38	Черкасов, 2004
	Ледники «висячих долин и каров», площадью менее 3 км <sup>2</sup>		$49,37 \times 10^{-3}$	1,2	
	Ледники «горных склонов»		$0,00393 \times 10^{-6}$	1,124	
	Ледники площадью менее 0,1 км <sup>2</sup>		$3,93 \times 10^{-9}$	1,12	
	Внутренний Тянь-Шань	-		0,0356	1,53
Каскадные горы	$n \sim 15$		3,93	1,124	Kennard, 1983
Большой Кавказ	долинные и сложнодолинные (>3 км <sup>2</sup> )		0,03	1,255	Кутузов, 2015
	каровые и карово-долинные (<2 км <sup>2</sup> )		0,024	1,37	
Анды (Боливия)	-		0,1091	2,0207	Moya Quiroga, et al., 2013

В работах (Мачерет и др., 2013) (Кутузов и др., 2015) сообщается, что большой массив данных также был получен в Альпах (Австрия, Швейцария и Италия при  $n=104$ ), на основе которого были выведены свои региональные зависимости.

Как видно из таблицы диапазон глобальных значений  $k$  и  $p$  шире, чем приводится в литературе. Это означает, что геоморфологические и климатические условия существования ледников более вариабельны. Следовательно, подтверждается целесообразность использования региональных коэффициенты  $k$  и  $p$  для центров оледенения индивидуально и для отдельных морфологических типов ледников.

#### 1.4.2. Напряжение сдвига на ложе.

Патерсон Уильям Стэнли Брайс (Paterson, 1970a) (Paterson, 1970b), опираясь на работу Джона Ная (Nye, 1952), предположил, что можно оценить толщину ледника, используя угол наклона его поверхности, напряжение сдвига на ложе, для случая бесконечно широкого ледника с ламинарным течением из отношения (6).

$$h = \frac{\tau}{\rho g \sin \alpha}, \quad (6)$$

где  $\tau$  – напряжение сдвига на ложе,  $\rho$  – плотность льда,  $g$  – ускорение свободного падения,  $h$  – толщина льда,  $\alpha$  – угол наклона поверхности ледника.

В своей следующей работе Джон Най (Nye, 1965) предположил, что часть массы ледника частично распределяется на стенки долины, из-за чего напряжение сдвига на ложе на центральной линии меньше, чем в случае, если бы ледник был бесконечно широким. Для учета этого аспекта он в своей работе представил концепцию коэффициента формы поперечного сечения ледника. Напряжение сдвига на ложе ( $\tau$ ) можно оценить из соотношения (7):

$$\tau = f \rho g h \sin \alpha, \quad (7)$$

где  $\tau$  – напряжение сдвига на ложе,  $\rho$  – плотность льда,  $g$  – ускорение свободного падения,  $h$  – толщина льда,  $\alpha$  – угол наклона поверхности ледника,  $f$  – коэффициент формы поперечного сечения ледника.

Последний коэффициент ( $f$ ) зависит от соотношения сторон поперечного сечения ледника – от отношения половины его ширины ( $w$ ) к толщине ( $h$ ). Джон Най (Nye, 1965) получил численные решения для ламинарного течения льда, подчиняющегося нелинейному закону течения Глена с  $n = 3$ , по однородным цилиндрическим каналам прямоугольного, полуэллиптического и параболического поперечных сечений (8) (таблица 3).

$$f = \frac{2}{\pi} \arctan \left( \frac{w}{2h_c} \right), \quad (8)$$

где  $f$  – коэффициент формы поперечного сечения ледника,  $w$  – ширина и  $h$  – глубина на центральной линии ледника.

Таблица 3. Коэффициенты формы поперечного сечения ледника ( $f$ ) в приближенной для прямоугольного, эллиптического и параболического сечений для различных отношений половины ширины и толщины ледника на его центральной линии.  $w/h$  = полуширина/глубина (Nye, 1965).

$w/h$	Прямоугольник	Эллипс	Парабола
0	0	0	0
1/4	—	0,134	—
1/3	0,204	0,185	—
1/2	0,313	0,281	—
1	0,558	0,500	0,445
2	0,789	0,709	0,646
3	0,884	0,799	0,746
4	—	0,849	0,806
$\infty$	1,000	1,000	1,000

В работе (Paterson, 1994) указывается диапазон значений коэффициента формы поперечного сечения ледника ( $f$ ): от 0,5 до 0,9. В большинстве исследований для долинных ледников исходным значением коэффициента  $f$  является величина 0,8, используемая по рекомендации (Nye, 1965), которая по данным полевых измерений может быть скорректирована.

Напряжение сдвига на ложе ( $\tau$ ) нелинейно зависит от высотного диапазона ледника ( $\Delta H$ ), как функции его баланса массы. В работе (Haeberli, Hoelzle, 1995) на основе (Haeberli, 1985) (Driedger et al., 1986) была получена эмпирическая зависимость этих двух показателей для 62 ледников, исчезнувших со времени малого ледникового периода (рис. 2). Более раннее упоминание об этой зависимости встречается в работе (Maisch, Haeberli, 1982).

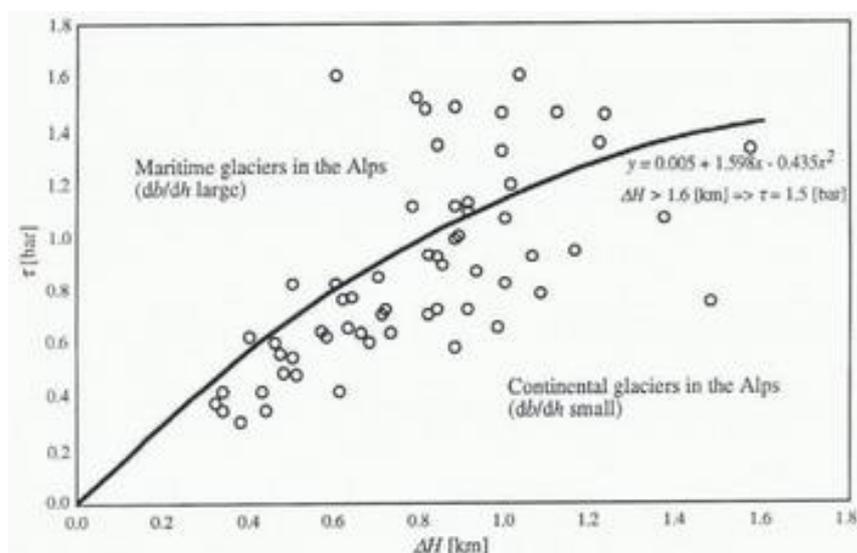


Рис. 2. Среднее напряжение сдвига на ложе вдоль центральной линии течения в зависимости от высотного диапазона ледника (Haeberli, , Hoelzle, 1995).

Во всех дальнейших исследованиях используется уравнение аппроксимирующей полиномиальной функции (9). Для наиболее крупных ледников принимается максимальное значение 150 кПа (или 1,5 бар) (10). Эти зависимости успешно используются до сих пор во многих исследованиях.

$$\tau = 0,005 + 1,598\Delta H - 0,435\Delta H^2 \text{ при } \Delta H < 1,6 \text{ км}, \quad (9)$$

$$\tau = 150 \text{ кПа при } \Delta H < 1,6 \text{ км}, \quad (10)$$

где  $\tau$  – напряжение сдвига на ложе,  $\Delta H$  – высотный диапазон ледника.

Большой разброс значений отражает общую изменчивость динамики течения льда (скорость деформации льда, относительная величина скольжения), которая не может быть описана простым эмпирическим уравнением (9). Это приводит к погрешности расчета напряжения сдвига по нему порядка  $\pm 30\%$  (Лаврентьев и др., 2014).

Скорректировать данную модель, как сообщается в работе (Лаврентьев и др., 2014), можно двумя способами. Можно скорректировать положение линий тока, так как предполагается, что они проводятся вдоль самых глубоких участков. Кроме того, можно рассчитать реальное напряжения сдвига на ложе ( $\tau$ ), исходя из измеренной толщины льда и соответствующего угла наклона. Например, для ледника Джанкуат значение ( $\tau$ ) по уравнению (9) составило 108,2 кПа. С использованием инструментальных данных о толщине льда было получено значение 140 кПа. Другое допущение – это использование среднего значения напряжения сдвига для всего ледника, что может привести к локальным расхождениям в расчете толщины льда.

#### **1.4.3. Математическое моделирование. Модель GlabTop.**

Моделирование толщины ледников, основанное на физических закономерностях их движения, данных о их границах и рельефе их поверхности, представленном в виде цифровых моделей рельефа (ЦМР), в настоящее время является наиболее перспективным направлением оценки объема ледников – потенциальных водных запасов (Петраков и др., 2014) (Лаврентьев и др., 2014).

В работе (Linsbauer et al., 2009, 2012) было предложено использовать данное эмпирическое соотношение из (Haeberli, Hoelzle, 1995) для решения уравнения (3). Этот и другие методы образуют группу, основанных на приближении мелкого льда (Farinotti et al., 2017).

Простая и удобная в обращении модель GlabTop и ее модификации (например, результат развития авторами оригинальной модели – GlabTop2 (Frey et al., 2014), версия Индийского технологического института, Мумбаи – GlabTop2\_ИТВ (Ramsankaran et al., 2018)

(Pandit et al., 2020a) использовалась во множестве регионов Земли, в основном для долинных ледников.

Модель была успешно применена в Швейцарских Альпах (Linsbauer et al., 2012), Гималаях и Каракоруме (Frey et al., 2013), в Андах (Moza Quiroga et al., 2013), на Кавказе (Лаврентьев и др., 2014) (Кутузов и др., 2015), во Внутреннем Тянь-Шане (Петраков и др., 2014) (Petraikov et al., 2016), в Восточном Саяне (Китов и др., 2018), отдельно в Центральных (Zhang et al., 2019) и Западных Гималаях (Pandit et al., 2020a) (Pandit et al., 2020b), в Западных Альпах (массив Монблан) (Magnin et al., 2020), в Антарктике (Bello et al., 2020), на Алтае (массивы Монгун-Тайга и Табын-Богдо-Ола и хребет Цамбагарав) (Грига, 2021), Австрийских Альпах (Otto J. C., 2022).

Таблица 4. Некоторые результаты сравнения модели и георадиолокации.

	Отклонение модели от зондирования, %	Поправочный коэффициент	Использованная ЦМР (разрешение)	Источник	
Кавказ (Джанкуат)	В пределах $\pm 30$	используется	ASTER GDEM V.2 (с горизонтальным раз решением 30 м и вертикальной точностью 12 м для горных районов).	Лаврентьев и др., 2014	
Тянь-Шань (Сары-Тор)	<1 (при $f=0,6$ ) -25 (при $f=0,8$ )	-		Петраков и др., 2014	
	$\pm 30$			(Paul, Linsbauer, 2012)	
Кавказ (Марух)	+46	1,266			Кутузов и др., 2015
Джанкуат	-5				
Большой Азау	-16				
Малый Азау	+2				
Гарабаши	+28				
Терескол	+12				
Ирик	-5				
Ирикчат	+5				
Чунгурчатчиран	+21				
Бирджальчиран)	-49				
Итого	-2,5				
Восточный Саян (Перетолчина)	от -18 до +43	-	Топо. карта 1:50000	Рыбак, Рыбак, 2018	
Антарктика (Зноско)	$\pm 20,5$ при $f = 0,5$	-	Съемка БПЛА (5x5 м)	Bello et al., 2020	

По данным (Кутузов, 2015) значения толщины льда, полученные по модели, систематически занижены по сравнению с данными радиозондирования. На отдельных участках отклонения модельных значений достаточно велики. (Петраков, 2014). При этом, несмотря на расхождения по отдельным ледникам, расчетные значения часто совпадают с

измеренными. В том случае параметры модели могут быть скорректированы по данным прямых измерений (Лаврентьев, 2014). В результате, модель GlabTop позволяет достоверно оценить распределение толщины льда (Петраков, 2014) (Иванов, 2018) и четко отражает характер ложа (Лаврентьев, 2014). Она может быть использована для оценки толщины, объема и ледовых ресурсов, заключенных как в единичных ледниках, так и в целых центрах оледенения (Петраков, 2014) (Лаврентьев, 2014).

Плотность льда в моделях, к которым относится и GlabTop (Linsbauer et al., 2012) (Frey et al., 2014), обычно принимается за постоянную величину  $900 \text{ кг/м}^3$ , не изменяющуюся по глубине. Это достаточно большое допущение, ведь в действительности ситуация сложнее. Снег постепенно превращается (метаморфизуется) в лед и в результате с глубиной плотность возрастает.

Шумский П.А. (Shumskiy, 1960) вывел теоретическое отношение плотности к глубине, которое соответствует уравнению параболы (рис. 3).

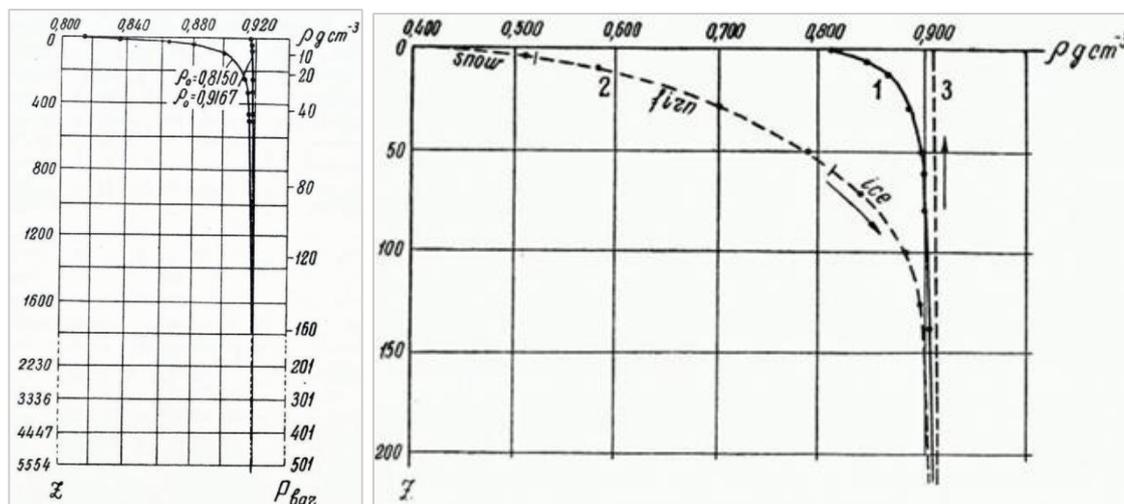


Рис. 3. Слева – Изменение плотности льда с глубиной, когда учитывается давление воздуха, равное давлению вышележащих слоев льда. Справа – Изменение плотности льда с глубиной: для льда с плотностью  $0,815 \text{ г/см}^3$  при температуре  $0^\circ\text{C}$ , при давлении 1 бар и при учете давления воздуха, равным давлению вышележащих слоев (конечное равновесное состояние); для снега, фирна и льда в зоне аккумуляции полярного ледника (во время уплотнения); для льда с теми же характеристиками в зоне абляции (во время расширения) ((Shumskiy, 1960))

При этом, как сообщает Шумский П.А. (Shumskiy, 1960), если аккумуляция (или абляция) льда происходит более быстрыми темпами, что справедливо в современных климатических условиях, уплотнение или расширение льда в верхних слоях ледника значительно отстает от повышения или понижения внешнего давления. В этих случаях

распределение плотности может быть определено только эмпирически, поскольку соответствующие процессы недостаточно изучены.

Например, по результатам измерений на леднике Джанкуат было установлено, что средняя плотность ледника варьирует от 790 кг/м<sup>3</sup> в поверхностном слое до 910 кг/м<sup>3</sup> в нижней части языка (Ледник Джанкуат, 1978). В работе (Moja Quiroga, 2013) плотность льда оценивалась из соотношения (5).

$$\rho = -0,2586d^2 + 18,411d + 569,9 \quad (11)$$

В работе (Herren, 2013) были представлены результаты бурения вершины плосковершинного ледника на хребте Цамбагарав (Монголия), выяснилось, что ход плотности льда (рис. 4) в целом соответствует результатам, представленным в работе (Shumskiy, 1960).

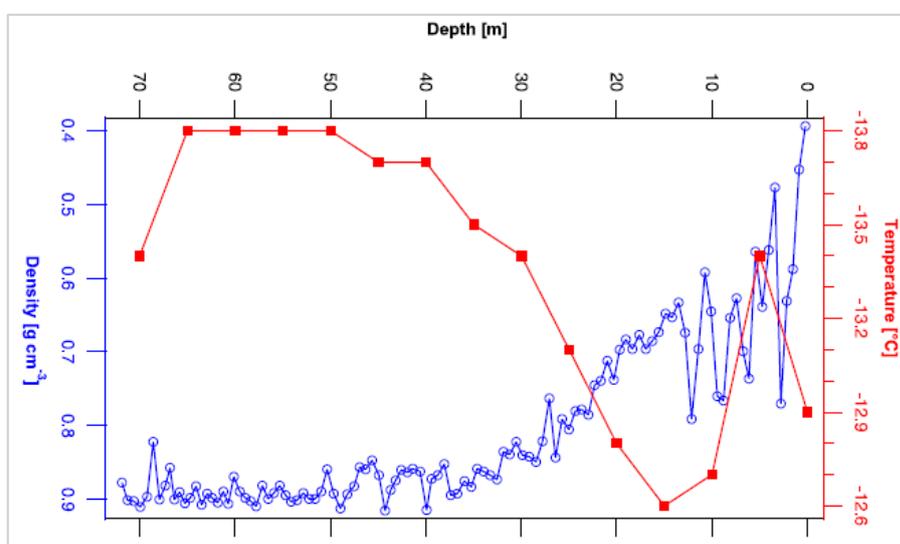


Рис. 4. Профиль плотности (синий) и температуры (красный) ледника Хух Нуру Уул. (Herren, 2013)

Из рисунка видно, что плотность льда достигает и превышает значение 900 кг/м<sup>3</sup> лишь в нижней половине профиля ледника. В исследовании (Huss, 2013) было показано, что при оценке массы стаявшей части ледника с помощью геодезических методов используется плотность этой части, которая ниже реального значения. Авторы говорят об относительно небольшом эффекте – изменение массы завышается на 1-10%. При оценке толщины льда всего ледника, такое отклонение становится еще меньше. Тем не менее, оно носит систематический характер и его можно учитывать. В данной статье (Huss, 2013) дается значение плотности льда для широкого диапазона условий: от 790 до 910 кг/м<sup>3</sup>. Таким образом, возможность использования величины плотности льда в 900 кг/м<sup>3</sup> в моделировании подтверждается полевыми данными, хоть значение и находится у верхнего края диапазона возможной плотности ледникового льда.

### **1.5. Баланс массы: скорость освобождения озерной котловины ото льда.**

Для оценки и прогнозирования баланса массы ледника с большой дискретностью по времени численное моделирование является важным инструментом, который дополняет наземные полевые наблюдения и методы дистанционного зондирования Земли. Информация о начальном состоянии ледника играет важную роль для надежного моделирования его развития (van der Laan et al., 2020).

Решение задачи оценки таяния ледника, а также скорости освобождения озерной чаши ото льда находится в рамках моделирования. Для этого необходимо оценить изменение геометрии ледника. Существует множество моделей для расчета будущего стока из водосборных бассейнов различных размеров: GERM (Huss et al., 2008), OGGM (Maussion et al., 2019), GloGEMflow (Zekollari et al., 2019), PyGEM (Rounce et al., 2020). Простые методы, лежащие в основе гидрологических моделей, способны обеспечивать хорошее соответствие расчетного и наблюдаемого стока в водосборных бассейнах с большой площадью оледенения. Однако в данных моделях ледники часто представлены грубо – предполагается, что геометрия их поверхности и протяженность остаются постоянными с течением времени. Оценка изменения геометрии ледника требует описания баланса массы поверхности, отражающего климатическое воздействие, и динамики ледяного потока.

Именно модели временной и пространственной эволюции ледника описывают климатические воздействия, действующие на ледник, и динамику движения льда. Климатическое воздействие на ледник, может быть описано с использованием моделей баланса массы различной сложности, которые связывают метеорологические переменные со скоростями аккумуляции и абляции на поверхности ледника. Динамика льда ледников оценивалась во многих гляциологических исследованиях, начиная от простых моделей линий течения до сложных трехмерных моделей течения льда. Однако модели потоков требуют значительных вычислительных ресурсов и ввода полевых данных и, кроме того, неприменимы в региональном масштабе.

Гляциогидрологические модели стремятся спрогнозировать будущую эволюцию ледников и их стока на сроки до 90-100 лет в региональном масштабе. На данные прогнозы влияют значительные неопределенности. Они проистекают из ведущей климатической модели, качества входных данных и упрощений в гляциогидрологической модели, что снижает надежность моделирования. Чаще всего в данных моделях применяются готовые сценарии сезонного изменения температуры и осадков, полученные на основе региональных климатических моделей. Баланс массы поверхности ледника и сток рассчитываются с короткими временными шагами – до суток, для каждого моделируемого года чтобы соответствующим образом изменялась геометрия ледника.

Для оценки времени формирования приледниковых озер Алтая необходима модель, которая бы была способна работать с достаточной надежностью, при этом обходиться небольшими набором характеристик и данных, учитывать изменение геометрии ледника и климатических условий (осадки и температура) и вести расчеты с дискретностью до одного года. Подобные упрощения позволят одновременно использовать модель для разных территорий в условиях ограниченности данных и при этом получать достоверный прогноз развития приледниковых озер.

## **ГЛАВА 2. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК**

### **2.1. Общая характеристика.**

По схеме физико-географического районирования Внутренней Азии исследуемая территория трех центров оледенения находится в пределах Алтае-Саянской страны (Алтайская и Саянская области) и Внутриазиатской страны (Межгорно-Котловинная область) (Чистяков, 2001).

Выделенная в пределах Северо-Запада Внутренней Азии на территории Алтайской и Саянской стран резко континентальная часть резко отличается по климатическим и гляциологическим условиям от районов, находящихся западнее, с относительно более влажным климатом (Ганюшкин, 2015).

Территория (рис. 5) представляет собой сочетание высокогорных хребтов, относительно изолированных горных массивов и высоко расположенных межгорных котловин. Для района исследования характерны большие абсолютные высоты горных хребтов и массивов (3500-4350 м), а также относительно высокие межгорные котловины (1400-2400 м). В западной части района преобладает субширотное простираие хребтов, в восточной – субмеридиональное. Типичным элементом высокогорного рельефа являются альпинотипные формы – цирки, кары, трюги, карлинги. Кроме того, значительное распространение имеют разновысотные остатки поверхностей выравнивания, формирующие платообразные и куполовидные участки, часто непосредственно примыкающие к участкам альпийского рельефа. Отличительной особенностью территории исследования является ступенчатость рельефа – чередование выровненных участков с малыми уклонами с крутыми склонами (Ганюшкин, 2015).



Рис. 5. Территория исследования.

Резко континентальный климат района северо-запада Внутренней Азии определяется удаленностью от океанов, наличием орографических барьеров, в значительной степени защищающих его от влияния влажных воздушных масс. Соответственно, для него характерны большие годовые и суточные амплитуды температуры воздуха, малое количество осадков (50-150 мм в котловинах, 150-350 мм в высокогорьях), большая часть которых выпадает в летний сезон, относительно высокие суммы солнечной радиации, а индексы континентальности приближены к верхним пределам своих значений. Тем не менее, климатические особенности котловин и гор существенно различаются, поскольку на высотах более 2500 м проявляется влияние западного переноса, что приводит к 2-3-х кратному увеличению количества осадков в горах (Ганюшкин, 2015).

Северо-Чуйский хребет – крупный центр современного горного оледенения. Находится на климатической границе Алтая – между его гумидной (западной) и аридной (западной) частями. Для хребта характерно большое число молодых приледниковых озер.

Монгун-Тайга – наиболее изученная территория. Это изолированный горный массив, расположенный в труднодоступном месте на стыке природных и государственных рубежей. Для массива характерно преобладание малых форм оледенения (площадью менее 1 км<sup>2</sup>), представленные склоновыми, висячими, каровыми ледниками. Однако вклад долинных ледников в общую площадь велик и является основным (около 40%). На территории массива широко распространены разнообразные каменно-ледяные образования, которые, наряду с ледниками, являются важными запасами влаги (Ганюшкин, 2015).

## 2.2. Северо-Чуйский хребет.

Простирается в субширотном направлении с северо-запада на юго-восток на 140 км. Ширина варьирует: в западной части около 50 км, к востоку сужается до 20–25 км. Координаты главной вершины – Маашей-Баш:  $50^{\circ}03'49''$  с. ш.  $87^{\circ}34'04''$  в. д., высота – 4177,7 м (Лист карты м45-16 <https://web.archive.org/web/20170316205200/http://camp-altai.ru/wp-content/files/maps/200k--m45-16.gif>).

Границами данного хребта служат крупные ледниковые реки. С запада Северо-Чуйский хребет ограничен р. Катунь и ее правым притоком р. Аргут. На востоке – р. Чуя (также правый приток р. Катунь). В роли крайней северной точки выступает место впадения р. Чуя в р. Катунь. Южной границей Северо-Чуйский хребта является долина рек Карагем и Талдура.

В орографическом плане центральная часть Северо-Чуйского хребта состоит из сложной системы гребней, вытянутых с запада на восток, стыкующихся в районе крупнейшего ледника Большой Маашей. К северу и югу распространяется система отрогов, направленных с северо-запада на юго-восток. Также на юге один из отрогов Северо-Чуйского хребта переходит в северные отроги Южно-Чуйского хребта.

Орография хребта оказывает ключевое влияние на климатические особенности территории. Климат отличается от климата более гумидных территорий, расположенных к северу и западу от Алтая и климата аридных территорий, расположенных к востоку. По этой причине характерны резкие климатические различия на относительно небольшой площади.

Абсолютные максимумы температуры колеблются в пределах от  $+22,5^{\circ}\text{C}$  до  $+24,0^{\circ}\text{C}$ . Чаще всего они приурочены к действию фенов в ясную погоду. Средний минимум температуры также меняется в небольших пределах из-за того, что значительное понижение температуры воздуха ночью может наблюдаться и при сходных условиях погоды за счет сильного ночного излучения и скопления холодного воздуха, особенно на дне долины р. Актру. Годовая сумма осадков по четырехлетним около 638 мм. При этом за летний сезон может выпасть от 491 мм до 174 мм осадков. С высотой количество осадков значительно увеличивается. На ледниках годовая сумма осадков находится в диапазоне 800–900 мм (Ресурсы поверхностный вод СССР. Том 15. Алтай и Западная Сибирь. Вып. 1. Горный Алтай и верхний Иртыш. Часть 6. Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1974. 60 с).

Бассейн р. Актру считается климатически репрезентативным для Алтая, поэтому кратко охарактеризуем его отдельно. Климат бассейна характеризуется низкими температурами (среднегодовая  $-5,2^{\circ}\text{C}$ , среднелетняя  $+8,7^{\circ}\text{C}$ ), высокими амплитудами суточных колебаний ( $15\text{--}20^{\circ}\text{C}$ ) (Тимошок Е.Н., Тимошок Е.Е., 2013). Годовой ход температуры воздуха в горно-ледниковом бассейне Актру характеризуется значительной амплитудой – более  $30^{\circ}\text{C}$ . Абсолютный минимум температуры воздуха составил  $-39,5^{\circ}\text{C}$ , а

абсолютный максимум составил +25,7°C. Средняя годовая температура составляет -5,2°C. Зимы суровые, температура воздуха опускается до -12...-22°C. Лето прохладное, воздух прогревается до +3...+10°C. Вертикальные градиенты температуры максимальны в теплый период года (с максимумом 0,74°C/100 м в мае). Зимой вертикальные градиенты температуры значительно ниже, минимум фиксируется в марте и оставляет 0,21°C/100 м (Севастьянов, Сапьян, 2020).

Рельеф хребта широко представлен альпинотипными формами. Он характеризуется острыми гребнями, расчлененными глубокими трогами и карами. В истоках рек Актру и Маашей гребни хребтов достигают высоты 4000 м. Склоны глубоко прорезаны долинами основных рек и их притоков. Наиболее значительными являются трог реки Маашей. Глубина достигает 400-500 м. Плечи трога прямолинейны и хорошо выражены на всем протяжении. Верховья главных долин Северо-Чуйского Хребта представляют собой обширные цирки. Крутые северные и северо-восточные склоны обычно покрыты широкими полосами фирна и льда, иногда на значительном протяжении. Большая крутизна способствует массовой концентрации навешного снега на подветренных склонах, в карах и у подножия отрогов. Характерной формой рельефа являются кары. Для территории хребта выражена их ступенчатость. Кары верхних гипсометрических уровней заняты ледниками. Ниже расположены пустые кары, а также заполненные снежниками или озерами (Ресурсы поверхностный вод СССР. Том 15. Алтай и Западная Сибирь. Вып. 1. Горный Алтай и верхний Иртыш. Часть 6. Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1974. 60 с).

### **2.3. Горный массив Монгун-Тайга.**

Расположен на юго-западе республики Тыва, на границе с Монголией. Координаты одноименной вершины 50°16'30" с. ш. и 90°8'00" в. д., высота – 3970,5 м. Массив находится к югу от главного азиатского водораздела, отделяющего бассейны рек Северного Ледовитого океана от бессточной территории Внутренней Азии, и относится к бассейну Котловины Больших озер (Чистяков и др., 2012).

Согласно созданному физико-географическому районированию территории Внутренней Азии (Чистяков, 2001), район, которому посвящена работа, расположен на границе горных стран Алтае-Саянской (Саянская область, Центрально-Тувинская подобласть) и Внутриазиатской (Межгорно-котловинная область, котловинно-озерная подобласть). Они входят в состав района Северо-Запада Внутренней Азии.

Горный массив находится в центре Алтае-Саянской горной страны, к юго-востоку от хребтов Горного и Монгольского Алтая и системы Танну-Ола. С севера и северо-востока расположен хребет Цаган-Шибэту, Шапшальский хребет находится на северо-западе, а хребет

Чихачева – на западной и юго-западной сторонах от Монгун-Тайги. Эти хребты отделены межгорными понижениями, такими как, Каргинская впадина, котловины озер Джулукуль, Хиндиктиг-Холь и Ачитнур. На юго-востоке протягивается среднегорная прерывистая цепь поднятий – хр. Бармен (Ганюшкин, 2015).

Здесь резко континентальному климату свойственны низкие зимние и среднегодовые температуры, а последней – большая суточная и сезонная (33,6 °С) амплитуда. По данным метеостанции Мугур-Аксы среднегодовая температура составляет -3,0 °С. Средняя температура июля – +13,1 °С, января -20,5 °С. (Чистяков и др., 2012)

Близко расположенный барический центр обуславливает зимой малооблачную погоду, и как следствие, снежный покров не имеет большой мощности. Однако и это небольшое количество снега в летний сезон на больших высотах не успевает растаять полностью. При этом достаточно много снега может накапливаться на подветренных склонах гор, куда его приносит движение воздуха. (Чистяков и др., 2012)

Аридизации климатических условий способствует и большое число орографических барьеров, которые практически не позволяют добраться сюда ни атлантическим циклонам, ни муссонам Дальнего Востока. В результате среднегодовое количество осадков здесь мало, в Монгун-Тайге оно не превышает 310 мм, при этом метеостанция Мугур-Аксы, находящаяся в орографической тени массива, в среднем фиксирует 160 мм. (Чистяков и др., 2012)

В качестве геоморфологических подразделений территории массива Ю. П. Селиверстов (Горный массив..., 1993) выделяет: альпийское высокогорье, высокогорье, среднегорье, холмогорье, поверхности выравнивания, цокольные педименты, падеобразные падементы, террасы различного генезиса и строения, морены различных стадий. Горный массив сильно расчленен эрозией водных потоков и морозным выветриванием. Альпинотипный рельеф проявляется в северной части. Главными формами рельефа здесь являются островершинные пики, нунатаки, троговые долины с озерными котловинами, моренные холмы и гряды, обвалы, осыпи, кары, которые вмещают в себя ледники.

Наличие поверхностей выравнивания, как характерной черты рельефа резко континентального района северо-запада Внутренней Азии, играет огромную роль в динамике ледников, особенно в неблагоприятных для них климатических условиях. Поверхности выравнивания принимают и распределяют твердые осадки, а кары их накапливают, что приводит к более эффективной и многократной их концентрации. Это оказывает благоприятное воздействие на ледники, которые лучше сохраняются за счет повышенной концентрации снега на склонах. (Чистяков и др., 2012)

## ГЛАВА 3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

### 3.1. Математическое моделирование. Модель GlabTop2.

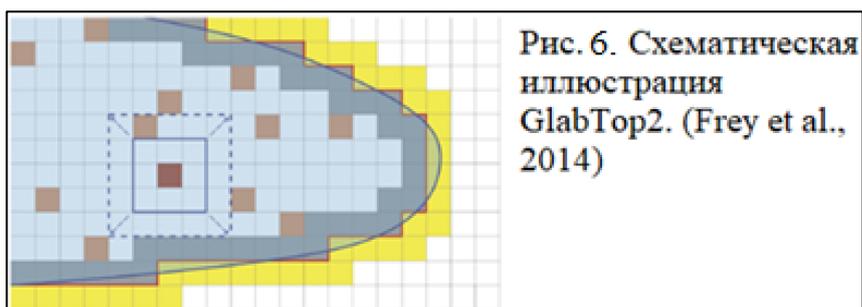
Для оценки времени освобождения замкнутого понижения ложа ото льда необходимы данные об объеме ледника и о пространственном распределении его толщины.

Модель GlabTop2 (Frey et al., 2014) является модификацией оригинальной концепции (Linsbauer et al., 2009, 2012; Paul et al., 2012), в которой предполагается, что вклад современных ледников в формирование их ложа невелик по сравнению с уже существующим подледниковым рельефом, и что подстилающая поверхность сглажена (Oerlemans, 2001). Можно получить зависимость толщины льда от наклона и базального напряжения сдвига на ложе. Таким образом, толщина льда во многом определяется наклоном его поверхности. Для определения толщины ледников используется расчет толщины льда вдоль осевых линии ледника по формуле:

$$h = \frac{\tau}{(fg\rho \sin\alpha)}, \quad (12)$$

где  $h$  – толщина льда;  $\tau$  – напряжение сдвига на ложе;  $f$  – коэффициент формы поперечного сечения ледника;  $\rho$  – плотность льда;  $g$  – ускорение свободного падения;  $\alpha$  – угол наклона поверхности вдоль центральной линии ледника.

Основное отличие GlabTop2 по сравнению с GlabTop в том, что наклон поверхности вычисляется не вдоль осевых линий ледника, а как средний наклон поверхности всех пикселей растра в пределах определенного буфера (рис. 6). Это позволяет полностью автоматизировать вычисления. (Frey et al., 2014)



Примечание: полигоны ледника (синяя изогнутая линия), ЦМР (красный контур), внутренние клетки ледника (светло-голубые), маргинальные клетки ледника (серо-голубые), соседние клетки (желтые) и неледниковые клетки (белые). Красные ячейки – случайно выбранные пиксели, для которых вычисляется локальная толщина льда; синий квадрат – буфер переменного размера, который увеличивается (пунктирный синий квадрат) до тех пор, пока в буфере не будет достигнут уровень высоты  $H_{min}$ . (Frey et al., 2014)

GlabTop2-py ([github.com](https://github.com); [pypi.org](https://pypi.org)) – программный пакет на языке Python, который вычисляет распределение толщины льда для всех ледников в моделируемой области. GlabTop2-py использует функции Python 3.8 ([python.org](https://python.org)) и PCRaster ([pcraster.geo.uu.nl](https://pcraster.geo.uu.nl)). Модель полностью основана на концепциях, описанных в (Frey et al., 2014).

В качестве входных данных использовались ЦМР, исходный векторный и растеризованный (grid) слой контуров ледников. Исходным картографическим материалом, используемым в расчетах и моделировании актуального на текущее время объема ледников, являлись современные данные, первично представленные на гляциологическом симпозиуме (Ганюшкин и др., 2020) и в работе (Ganyushkin et al., 2023). Исходные слои переводились в единую проекцию. Контуров ледников перед моделированием обрабатывались. Устранялись все ошибки топологии, переименовались или добавлялись необходимые атрибутивные столбцы (GLACID – идентификатор, Area – площадь, Zmin – минимальная абсолютная высота, Zmax – максимальная абсолютная высота, Slope – средний уклон ледника, Lmax – длина ледника). Дополнительно определялся морфологический тип ледников, у которых данная характеристика отсутствовала. После данных действий производилась растеризация слоя ледников в пределах ЦМР, предварительно обрезанной по слою вектора. Были использованы цифровые модели рельефа Aster GDEM V.3, как более современная, и SRTM, которая хорошо согласуется с результатами прошлых полевых работ и исследований были, взятые из ([earthdata.nasa.gov](https://earthdata.nasa.gov)) и ([usgs.gov](https://usgs.gov)).

Далее полученные данные через командную строку в miniconda3 ([conda.io](https://conda.io)) дополнительно обрабатывались, транслировались в формат, поддерживаемый GlabTop2-py. Путем последовательного ввода следующих команд начиналось автоматическое моделирование.

1. conda activate pcraster38;
2. cd C:\Users\Semyon\Desktop\Diploma\GlabTopProcessing;
3. dir;
4. gdal\_translate -of PCRaster -ot Int32 -mo VS\_NOMINAL gridded.tif gridded.map;
5. gdal\_translate -of PCRaster -ot Float32 -mo VS\_SCALAR clipDEM.tif clipDEM.map;
6. mapattr -p clipDEM.map gridded.map python C:\Users\Semyon\Desktop\Diploma\main.py -i C:\Users\Semyon\Desktop\Diploma\config.cfg.

На выходе получалось растровое изображение пространственного распределения толщины льда. С помощью встроенного инструмента Quantum GIS «зональная статистика», позволяющего получать статистические данные растра, определялось среднее значение толщины льда внутри каждого полигона. В каталогах ледники имеют ледоразделы, которые

модель рассматривает как их края и автоматически присваивает им нулевое значение. Чтобы избежать такой ошибки полигоны ледников объединялись в один. Подобная обработка позволяет избежать локального, но достаточно значительного занижения толщины на ледоразделах. Зная площадь всех ледников по отдельности и среднюю их толщину, находили объем льда.

### **3.2. Материалы георадиолокации.**

В ходе экспедиционных исследований в сезон абляции 2021 года была произведена георадарная съемка куполовидного ледникового комплекса главной вершины ледника на всех характерных участках (склоны, выравненные поверхности) на площади 0,8 км<sup>2</sup> было пройдено более 6 км профилей. Практически на всем их протяжении полученные отражения от ложа идентифицировались без затруднений. Кроме рядовых маршрутов сети, обязательно выполнялись секущие для взаимной увязки данных, что позволило оценить сходимость результатов. Среднеквадратическое отклонение разности толщины льда при двух измерениях в точке составило 0,5 м, что при средней толщине льда на пересечениях в 65 м, соответствует точности измерения около 1 %.

Результаты работ первично представлены на Geological international student summit (Грига, Ганюшкин, 2023). Одним из результатов работы была калибровка модели GlabTop2 по данным георадиолокации. Поправочный коэффициент в виде дополнительного множителя в формуле (12) оказался равен 0,72. Однако, использование этого коэффициента либо аппроксимирующего уравнения (распределение смоделированных и измеренных значений в точках) на других участках ледников будет давать существенную ошибку – подледниковое ложе исказиться из-за приведения значений толщины льда к среднему. Поэтому было принято решение вместо калибрования модели использовать поправки для результатов моделирования. Таким образом, мы получаем достоверную картину подледникового ложа и близкий к реальным значениям объем льда.

### **3.3. Расчет баланса массы ледника. Метод Г.Е. Глазырина.**

Для расчетов индекса баланса массы (19) ледников использовалась методика Г.Е. Глазырина (Глазырин, 1985), в которой для вычисления необходимы данные о температуре воздуха и осадках на базовой ГМС и высота границы питания:

$$I_b = A_k - A_b \quad (19)$$

где  $I_b$  – индекс баланса массы в мм. в. э.;  $A_k$  – аккумуляция;  $A_b$  – абляция.

Для определения абляции использовалась региональная формула (20), которая была получена по результатам балансовых исследований на ледниках горных массивов Монгун-Тайга, Тургени-Нуру и Хархира (Чистяков и др., 2012):

$$Ab = 36,14(t_i)^2 + 294,6t_i + 511,6 \quad (20)$$

где  $t_i$  – средняя летняя температура на соответствующей высоте.

Для расчета абляции в какой-либо точке ледника необходимо вычислить среднюю летнюю температуру ( $t_i$ ) (21):

$$t_i = t_m - G_t (z_i - z_m) - \Delta t \quad (21)$$

где  $t_m$  – средняя летняя температура на ГМС,  $G_t$  – вертикальный температурный градиент,  $z_i$  – высота определения ср. летней температуры,  $z_m$  – высота ГМС,  $\Delta t$  – температурный скачок.

Скачок температуры при переходе от теплой подстилающей поверхности к холодной был взят из таблицы 5 в работе (Галахов, Редькин, 2001).

Таблица 5. Скачок температуры при переходе от теплой подстилающей поверхности к холодной (Галахов, Редькин, 2001).

Преобладающая длина ледника, км	0,0 – 0,3	0,3 – 2,0	2,0 – 4,0	4,0 – 10,0	Более 10
$\Delta t$ , °C	0,5	0,8	1,0	1,5	2,0

Аккумуляция оценивалась из уравнения (22):

$$Ak = KP, \quad (22)$$

где  $Ak$  – средняя многолетняя аккумуляция на языке ледника,  $K$  – коэффициент концентрации, перенесенный с линии нулевого баланса.

Коэффициенты концентрации для ледников Монгун-Тайги были определены в работе (Ганюшкин, 2015). Значение вертикального градиента температуры  $G_t$  для Монгун-Тайги по результатам многолетних наблюдений (Ганюшкин и др., 2021) составило 0,69°C/100м. Значение осадков ( $P$ ) для массива Монгун-Тайга рассчитывалось с помощью плювиометрического градиента, найденного в литературных источниках (Ганюшкин, 2015): 7 мм/100 м соответственно. Результаты соответствовали региональной формуле  $p=0,346H+0,82$  (Ганюшкин, 2015).

$$P = P_m + \frac{(z_i - z_m)}{G_p}, \quad (23)$$

где  $P_m$  – среднегодовое количество осадков на ГМС,  $z_i$  – высота определения ср. многолетнего количества осадков,  $z_m$  – высота ГМС,  $G_p$  – плювиометрический градиент.

### 3.4. Метеорологические данные и климатические прогнозы.

Для расчета баланса массы ледника в будущем необходимо опираться на прогнозы динамики климата или климатические сценарии. По данным метеостанций, расположенных выше 900 м (в том числе ГМС Мугур-Аксы) – на протяжении периода наблюдений количество осадков стабильно сокращается (Ганюшкин и др., 2015). Глобальная климатическая модель EGISS (Schmidt et al., 2006) также прогнозирует развитие термоаридного тренда в регионе. Существуют и другие оценки.

Так, в отчете (Анализ и прогноз..., 2018) Всемирного фонда дикой природы (WWF) приводится анализ прогнозируемых изменений климата в 2030–2039, 2050–2059 и 2090–2099 гг. для сценария RCP8.5. В качестве базового, относительно которого рассматриваются будущие изменения, используется период 1990–1999 гг. Прогнозируется увеличение как средней температуры за летний сезон, так и среднегодового количества осадков (табл. 6). Другие прогнозы приводятся в паспорте климатической безопасности Алтая (Любимов Р.В. и др., 2022) и работе (Ганюшкин и др., 2015).

Таблица 6. Существующие модели и сценарии изменения климатических характеристик для Алтае-Саянского региона.

Базовый период, гг.	Модель	Сценарий	Прогнозный период, гг.	Изменение температуры воздуха в летний сезон, t°C	Изменение среднегодового количества осадков, %	Источник
1990–1999		RCP8.5	2030–2039	+1,5	+10	(Анализ и прогноз..., 2018)
			2059–2069	+3,0	+20	
			2089–2099	+5,5	+40	
1981–2000	CMIP5	RCP4.5	2011-2030	+1,3	до +0,2 мм/сут	(Любимов Р.В. и др., 2022)
			2041-2060	+2,4		
		RCP8.5	2011-2030	+1,4	до +0,1 мм/сут	
			2041-2060	+3,2		
1980–1999	CMIP3	SRES A1B	2011-2031	+1,5...+2,0	+5	
			2041-2060	+2,0...+3,0	+10	
		SRES A2	2011-2031	+1,0...+1,5	+5	
			2041-2060	+2,0...+2,5	+10	
1981–2000	Мугур-Аксы		2050	+2,0	-12	(Ганюшкин и др., 2015)
1966–1985	Кош-Агач		2034		-5 мм	(Харламова, 2013)

Большинство сценариев сходятся в прогнозе изменения средней температуры воздуха за сезон абляции: она будет увеличиваться. Наиболее экстремальный вариант

подразумевает увеличение на  $5,5^{\circ}\text{C}$  к 2099 году. Прогнозирование среднегодового количества осадков значительно сложнее. Большинство моделей прогнозируют увеличение осадков зимой по всей территории до 20% (2030–2039 гг.). Весной и осенью также произойдет увеличение осадков. Летом на большей территории количество осадков не изменится или уменьшится. (Любимов Р.В. и др., 2022) Некоторые источники указывают на сокращение осадков в горах. В работе (инет Харламова) показана тенденция (без тренда) на уменьшения до  $-5$  мм к 2034 году, что согласуется с небольшим коэффициентом тренда при малом коэффициенте корреляции среднегодового количества осадков на ГМС Мугур-Аксы (рис. 7).

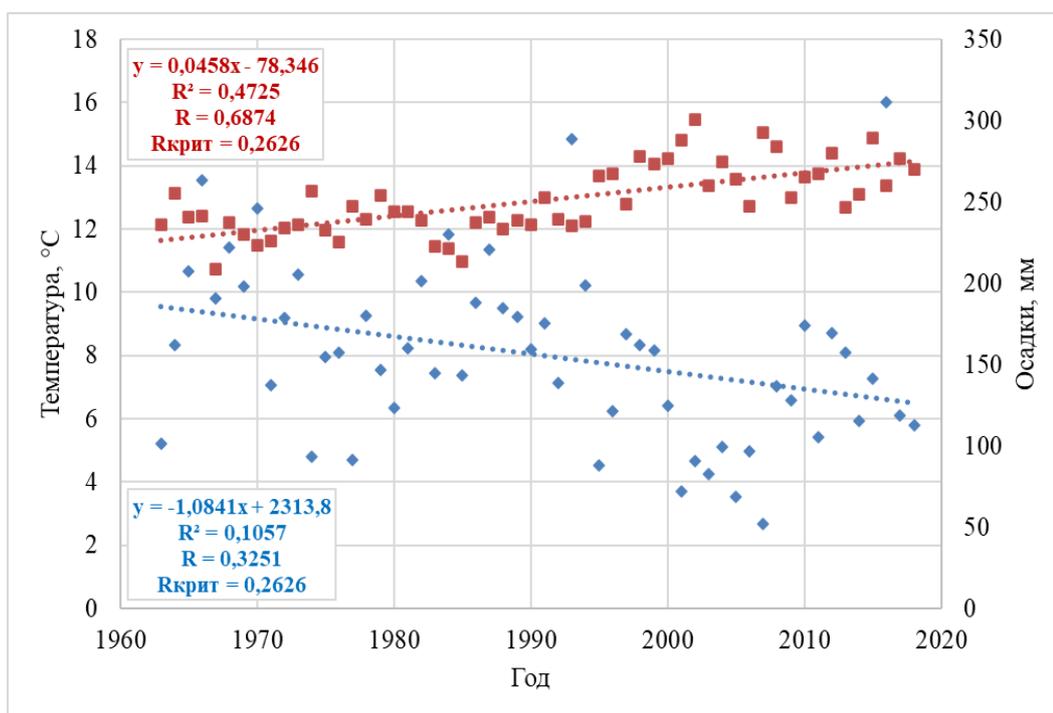


Рис. 7. *Ход средней температуры воздуха за сезон абляции и среднегодового количества осадков на ГМС Мугур-Аксы по данным за период 1963–2018.*

Однако другие исследования приходят к другим выводам: в высокогорных районах среднегодовое количество осадков увеличатся до 10% (2030-2039 гг.) (Анализ и прогноз..., 2018). При выборе сценария мы исходили из предположения, что будущие изменения климата будут наихудшим образом оказывать влияние на оледенение. Таким образом, для расчетов в алгоритме используется следующий сценарий из числа предложенных. На ГМС Мугур-Аксы, ближайшей к Монгун-Тайге, средняя температура воздуха за сезон абляции увеличится на  $5,5^{\circ}\text{C}$  к 2099 году, среднегодовое количество осадков будет незначительно уменьшаться на  $0,2\text{мм/год}$  от базового периода 1990–1999 гг. по данным Всемирного фонда дикой природы (WWF) (Анализ и прогноз..., 2018) и монографии (Харламова, 2013).

## ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ

### 4.1. Алгоритм оценки времени формирования приледникового озера.

Алгоритм оценки времени формирования приледниковых озер, разработанный в данной работе, основывается на следующих принципах.

- 1) Алгоритм подразумевает использование минимального и достаточного набора доступных характеристик и данных.
- 2) Алгоритм учитывает изменение геометрии ледника со временем.
- 3) Алгоритм учитывает изменение климатических условий.
- 4) Расчеты в алгоритме ведутся с дискретностью в один год.
- 5) Алгоритм обеспечивает достоверные и надежные результаты прогнозирования.

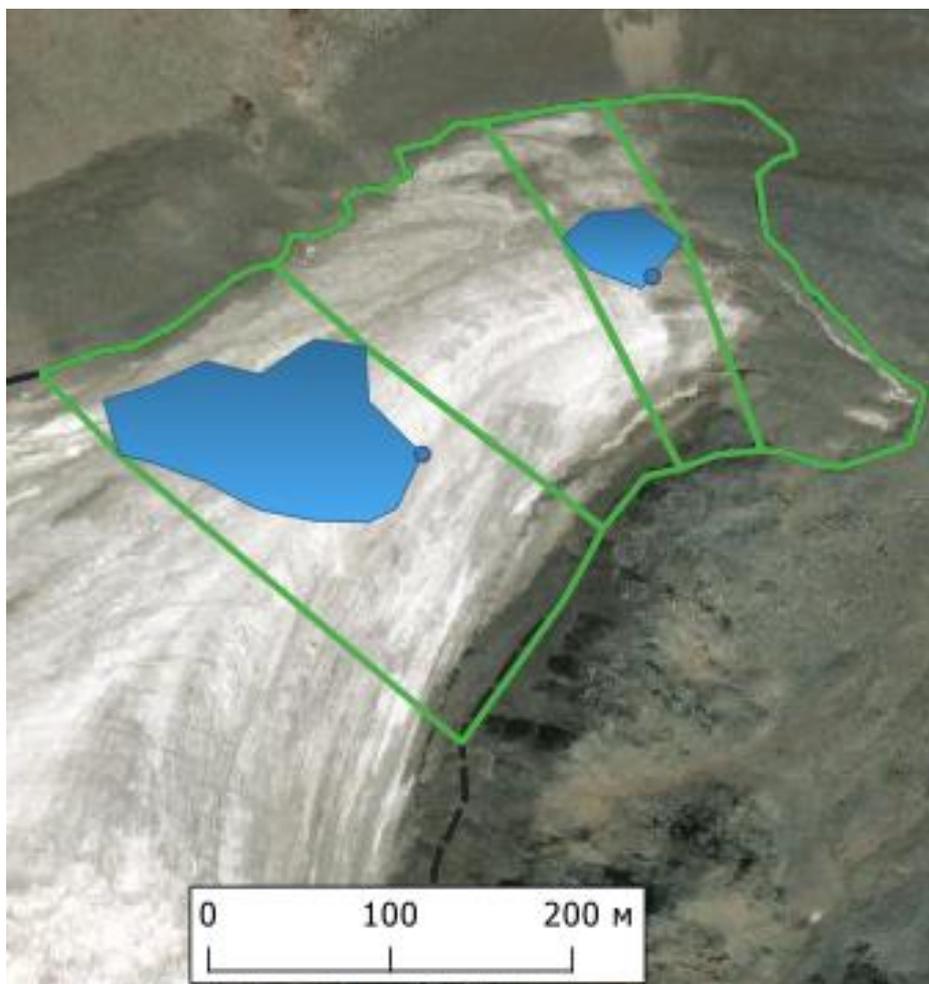
Подобные упрощения позволят одновременно использовать модель для разных территорий в условиях ограниченности данных и при этом получать достоверный прогноз развития приледниковых озер.

Концептуальная схема алгоритма состоит общей схемы и двух блоков: блок расчета баланса массы ледника и блок расчета объема льда. Перед этим данные проходят подготовку из нескольких этапов.

В первом из них необходимо оценить местоположение и контур будущего озера. С помощью модели GlabTop2 производится математическое моделирование толщины льда ледников. Далее с помощью стандартного инструмента в ГИС «калькулятор растров» или «algebra map» растр пространственного распределения толщины льда вычитается из ЦМР. Полученный растр с подледниковым ложем проходит обработку инструментом «fill» и в результате получаем растр с заполненными замкнутыми понижениями, на месте которых теперь расположены выровненные поверхности (наклон не более  $0,2^\circ$  – стандартная величина в настройках инструмента). Далее из растра ложа ледника вычитаем «заполненный» растр, получаем растр потенциальных приледниковых озер. Следующим шагом по полученному растру строятся изогипсы с высотой сечения рельефа 1 м. По полученным изолиниям оценивается контур будущего озера (синий полигон) и место вероятного истока из него ручья (синий пунсон). С помощью зональной статистики и анализа геометрии рассчитываются морфометрические характеристики потенциального озера. Применение аппроксимирующих уравнений или поправочных коэффициентов в модели GlabTop2 может привести к ошибкам в изучении ложа на других участках, не затронутых георадиолокацией, так как такой подход приводит данные толщины льда к среднему значению. При этом в случае оценки общего объема ледника это позволяет

получить более близкие к реальной картине значения. Поэтому поправка по данным георадиолокации вводится не в саму модель, а в ее промежуточные результаты.

Второй подготовительный этап состоит в фрагментировании тела ледника на блоки (зеленые контуры на рис. 8). Каждый блок выделяется таким образом, чтобы его передний (низший) или задний (высший) край примыкал к контуру (урезу) потенциального озера.



*Рис. 8. Пример подготовительной обработки данных.*

Далее для каждого блока производятся вычисления согласно алгоритму (рис. 9). Для них необходимо получить баланс массы за год и начальный объем. Далее из начального объема льда, переведенного в объем воды, вычитается баланс массы. Если итог операции больше 0, то итоговый объем становится начальным в следующем году, а баланс массы рассчитывается заново с учетом изменений климатических характеристик, заданных климатическим сценарием. Образуется цикл. Итерационные вычисления продолжаются до тех пор, пока итоговый объем льда не станет равен или меньше 0. Год окончания расчета, то есть полного таяния блока льда, записывается и является годом начала или окончания формирования приледникового озера.

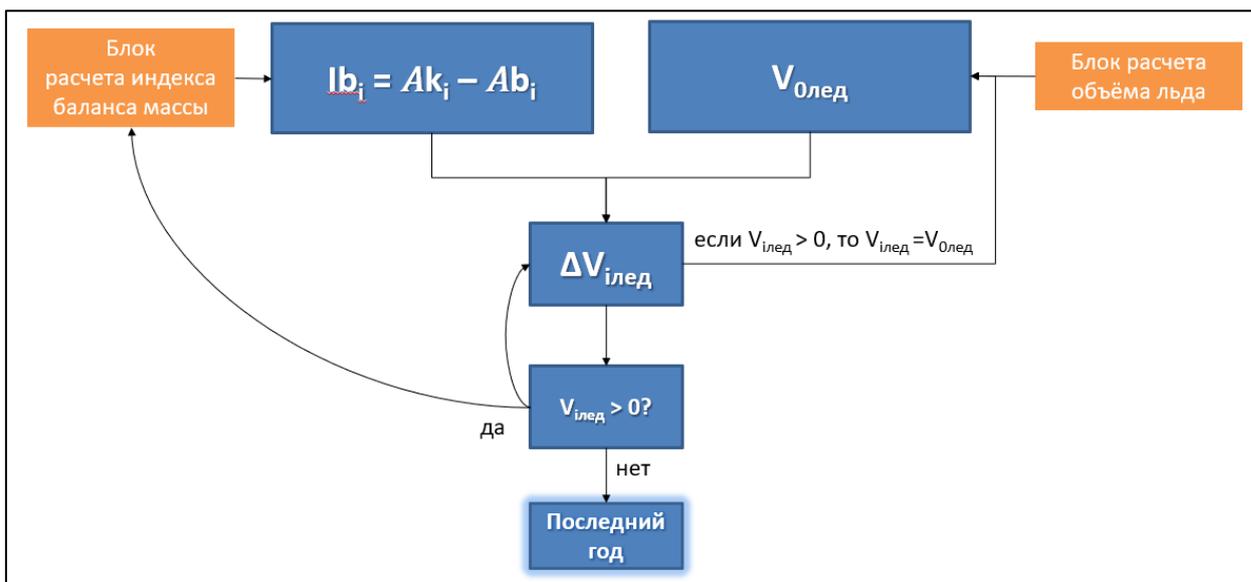


Рис. 9. Схема общего алгоритма расчета времени начала или конца формирования приледникового озера.

$Ib$  – индекс баланса массы,  $V_{\text{Олед}}$  – начальный объем льда,  $\Delta V_{\text{илед}}$  – итоговый объем льда.

Рассмотрим теперь блок расчета баланса массы ледника и блок расчета объема льда по отдельности. Входными данными в блоке расчета баланса массы (рис. 10) ледника являются: температура воздуха на ближайшей гидрометеорологической станции (ГМС) ( $t_{\text{ГМС}}$ ,  $^{\circ}\text{C}$ ), абсолютная высота ГМС ( $Z_{\text{ГМС}}$ , м), осадки на ГМС ( $P_{\text{ГМС}}$ , мм), термический ( $Gt$ ,  $^{\circ}\text{C}/\text{м}$ ) и плювиометрический ( $Gp$ , мм/м) градиенты, цифровая модель рельефа (ЦМР), контур ледника (по каталогу), коэффициент концентрации ( $K$ ). Далее по данным о площади ледника, полученным из его контура, получается величину температурного скачка над его поверхностью ( $\Delta t$ ,  $^{\circ}\text{C}$ ). По ЦМР определяется средняя высота блоков льда ( $Z_i$ , м). Далее рассчитывается температура воздуха за сезон абляции ( $t_i$ ) и годовая сумма осадков ( $P_i$ ) на высоте блоков. Следующим действием получаем значения абляции ( $Ab_i$ ) и аккумуляции ( $Ak_i$ ). Находим индекс баланса массы и по данным о площади блока находим баланс массы и переводим его в объем воды, которая образуется при таянии льда. Результат переходит в общий алгоритм (см. рис. 8). Объем растаявшего льда вычитается из начального объема льда. Если результат вычисления больше 0, то баланс массы рассчитывается заново с учетом изменений климатических характеристик, заданных климатическим прогнозом.

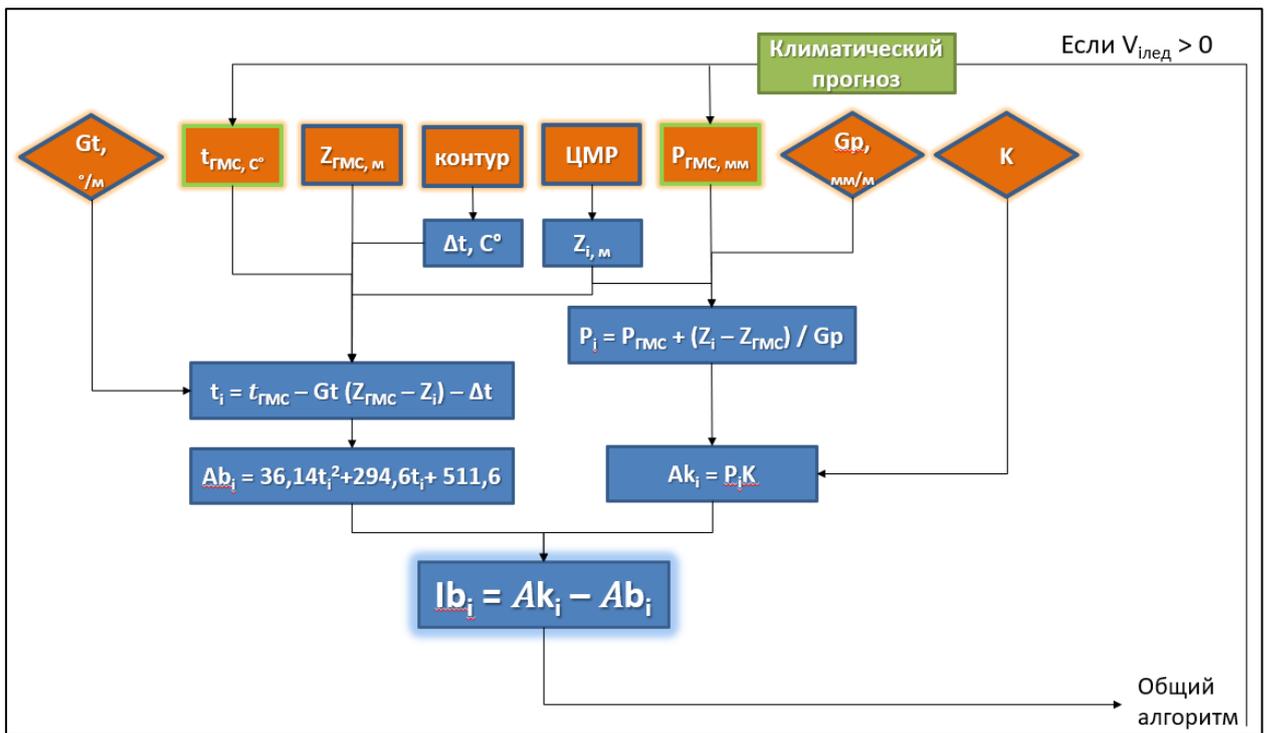


Рис 10. Блок расчета баланса массы.

Блок расчета объема льда во многом опирается на модель толщины льда GlabTop2, поэтому рассмотрим основные ее этапы интегрированными в расчетный блок. Входными данными в блоке расчета объема льда (рис. 11) являются: цифровая модель рельефа (ЦМР), контуры ледников (по каталогу) и данные георадиолокационного зондирования. Из ЦМР мы получаем угол наклона поверхности ледника ( $\alpha$ ), высшую ( $H_v$ , м) и низшую ( $H_n$ , м) точку ледника. Из последних двух характеристик в модели GlabTop2 через высотный диапазон ледника ( $\Delta H$ ) рассчитывается напряжение сдвига на ложе ( $\tau$ ). Значение плотности льда ( $\rho$ ), рассмотренное в разделе 1.4.3, принимается равным  $900 \text{ кг/м}^3$ . Ускорение свободного падения ( $g$ )  $9,81 \text{ м/с}^2$ . В выходные данные модели вводятся поправка по данным георадиолокационного зондирования. Затем, с использованием контура ледника и выделенных блоков на подготовительном этапе, определяется объем льда в них и объем водного эквивалента. Результат переходит в общий алгоритм. Объем талой воды вычитается из начального объема. Если результат вычисления больше 0, то итоговый объем становится начальным в следующем году.

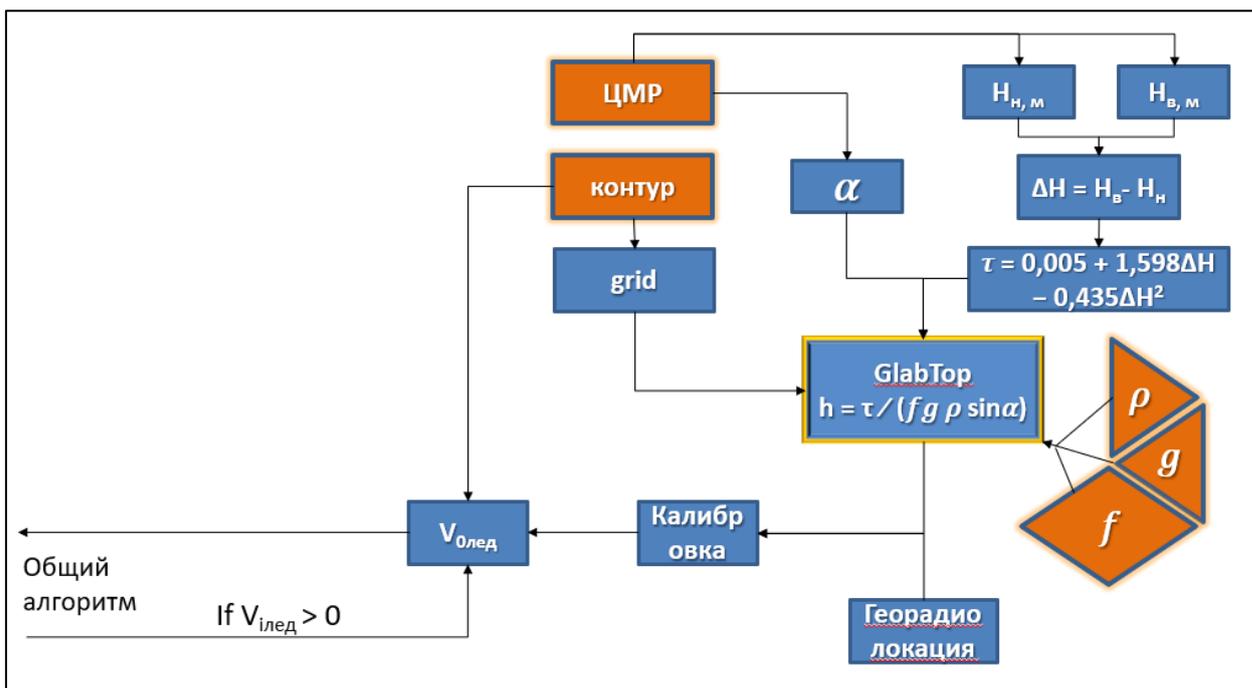


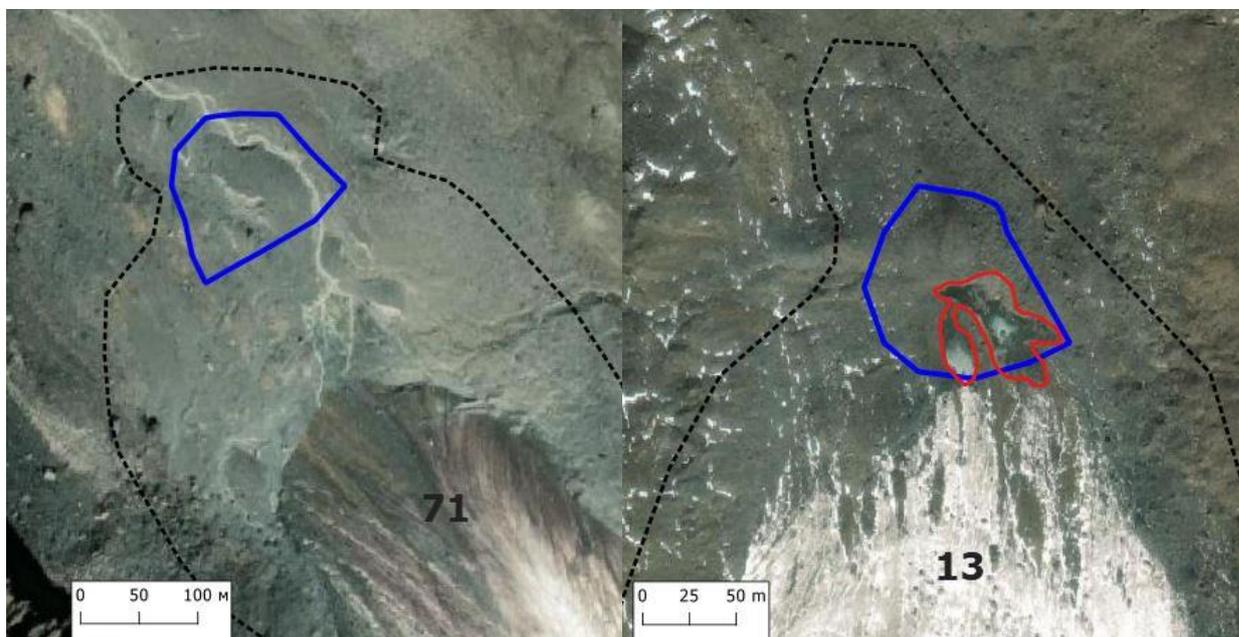
Рис. 11. Блока расчета объема льда.

Таким образом, был разработан алгоритм оценки времени формирования приледникового озера, включающий этапы от определения местоположения будущего озера до оценки времени освобождения его чаши ото льда. Для алгоритма достаточно минимального набора доступных характеристик и данных. В условиях ограниченности данных он учитывает изменение геометрии ледника и климатических условий со временем. Обеспечиваются достоверные и надежные результаты с дискретностью в один год. Алгоритм может использоваться для прогноза времени формирования приледниковых озер в других различных центрах оледенения.

#### 4.2. Верификация модели GlabTop2: ретроспективный анализ развития озер Северо-Чуйского хребта.

В пункте 1.4.3 было описано, что для достоверного моделирования модель должна проходить калибровку или верификацию. С использованием данных каталога ледников Северо-Чуйского хребта по состоянию на 07.08.2000 года, ЦМР SRTM за 2000 год, путем вычитания из цифровой поверхности рельефа смоделированных значений толщины льда, было получено ложе ледников Северо-Чуйского хребта. С использованием стандартного инструмента заполнения замкнутых понижений (fill), был получен растр без данных понижений. Далее из него с помощью калькулятора растров вычли растр «без ледников». В результате было обнаружено 14 потенциальных озер, чья площадь превысила нижний порог в 1000 м<sup>2</sup>.

По состоянию на 2021 год смоделированные котловины 7 из них уже освободились ото льда – ледники отступили. Рассмотрим на сколько прогноз развития совпал с реальным положением и состоянием ледниковых озер (рис. 12, 13, 14, 15).

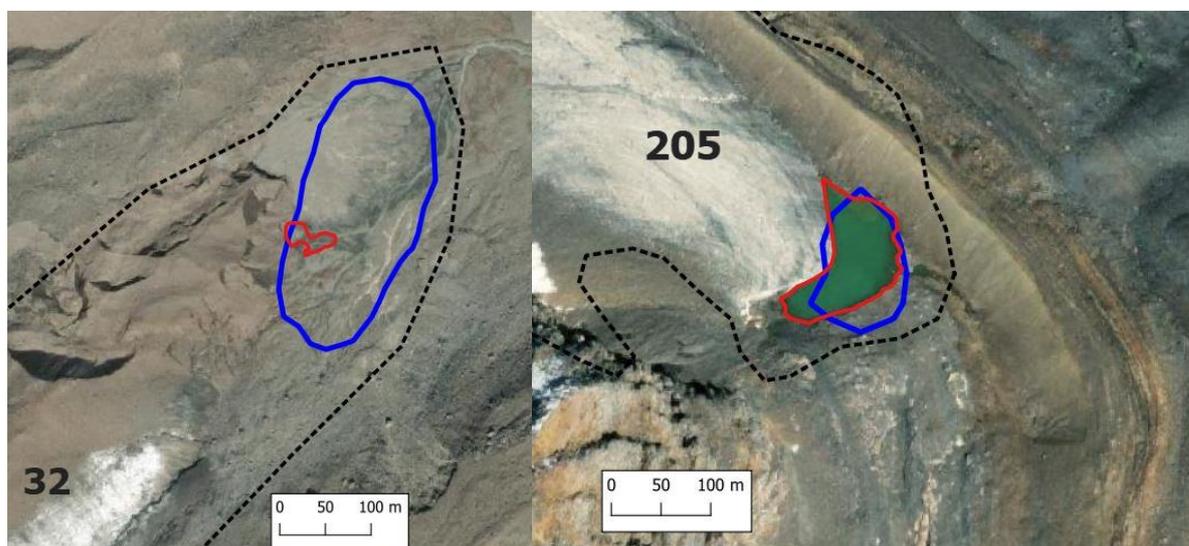


*Рис. 12. Прогнозные (синий) и реальные контуры (красный) озер у края ледника №71 и №13. Черным пунктиром отмечен край ледника в 2000 году.*

Спрогнозированное образование озера ледника 71 не состоялось. На снимке видно, что котловина потенциального озера занесена обломочным материалом. В ее центральной части также видно обнажение забронированного льда, подмываемое рекой. Граница его распространения находилась при помощи индикаторов, определенных в работах (Loibl et al., 2014; Ganiushkin et al., 2015): индикаторы активного льда – сглаженный характер скоплений обломочного материала на его поверхности, его линейная вытянутость в плане, связанная с движением, обтекание его водотоками, уход водотоков в тоннели с последующим выходом ниже по склону. Вероятно, данное замкнутое понижение большей частью все еще заполнено забронированным льдом, хотя ледник уже давно отступил. При дальнейшем занесении наносами ледниковой реки и обломочным материалом со клонов, экранирующий эффект усилится, таяние забронированного льда замедлится, но не прекратится. Замедленное таяние все же может привести к образованию здесь в будущем озера иного генезиса – термокарстового.

На снимке видно, что приледниковое озеро на бывшем ложе ледника № 13 уже существует. Однако площадь его в разы меньше спрогнозированной, несмотря на подпруживание озера небольшим моренным валом. Вероятно, он содержит ледяное ядро,

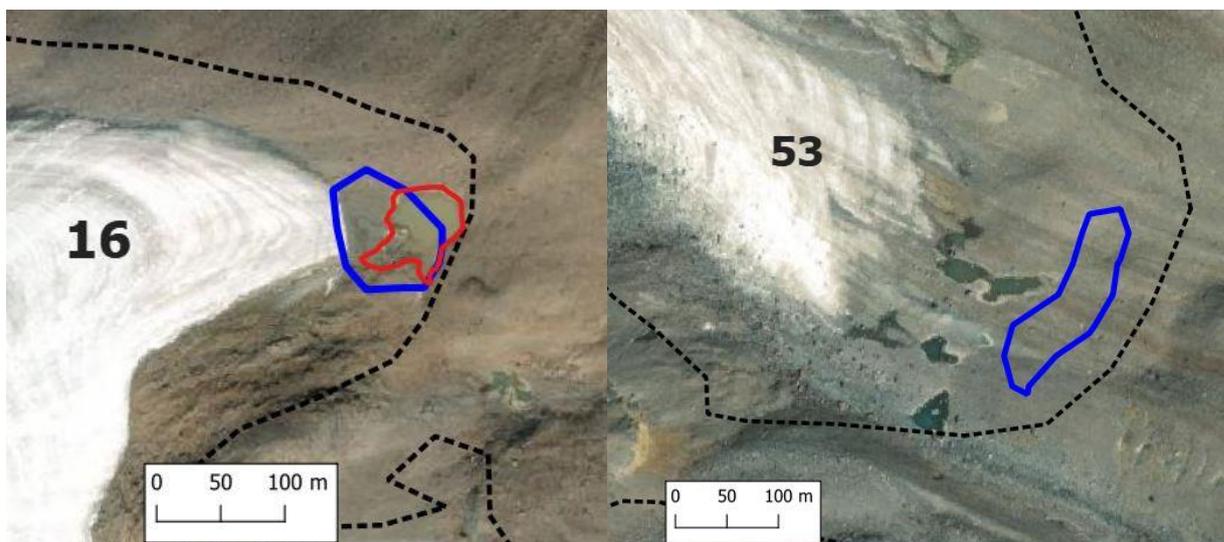
через которое происходит дренаж озера. Также поддается дешифрированию более высокий уровень озера, который был до его частичной сработки. В дальнейшем, при усилении таяния, котловина будет заполняться быстрее и площадь озера может приблизиться к прогнозному значению. Другой вариант развития данного озера подразумевает его прорыв, в результате разрушения моренной перемычки с ледяным ядром.



*Рис. 13. Прогнозные (синий) и реальные контуры (красный) озера у края ледника №32 и №205. Черным пунктиром отмечен край ледника в 2000 году.*

У забронированного края ледника № 32 вместо крупного озера образовалось два совсем небольших проточных. Чаша замкнутого понижения, как видно из снимка, занесена наносами. По образованной ими ровной поверхности, небольшом зандре, протекает большое число водотоков. Обилие мелкой фракции среди обломков горных пород, бронирующих ледник и в настоящий момент, при вымывании ледниковыми водами полностью заполнило замкнутое понижение ложа. Это и стало причиной того, что озеро не сформировалось и прогноз не оправдался.

Спрогнозированное у ледника № 205 озеро образовалось. Оно подпружено скальным основанием ригеля. Из озера вытекает небольшой ручей, который течет вдоль основания срединной морены (с ледяным ядром) и вскоре уходит под поверхность. Площадь близка к прогнозному. Озеро примыкает к краю ледника и в дальнейшем еще может увеличиться в размерах. Иной возможный вариант – это занесения северо-западной части озера наносами, по примеру следующего озера.



*Рис. 14. Прогнозные (синий) и реальные контуры (красный) озер у края ледника №16 и №53. Черным пунктиром отмечен край ледника в 2000 году.*

Площадь озера у края ледника № 16 меньше прогнозируемой примерно в 2 раза. Причина этого заключается в заполнении западной части озера наносами. Вероятно, эта его часть была наиболее глубокой. После занесения озеро, подпруженное мореной, затопило восточный берег и приняло современный вид. Также видно более высокие уровни озера, что говорит о высоко динамичности его уровненного режима. Таким образом, при обильном таянии или интенсивных осадках озеро способно достичь прогнозируемых показателей.

Котловина приледникового озера ледника № 53 была полностью заполнена наносами. Тем не менее несколько небольших озер сформировалось недалеко от прогнозного местоположения. Они занимают небольшие понижения в сильно измененном наносами ложе. Их суммарная площадь сопоставима с моделируемой.

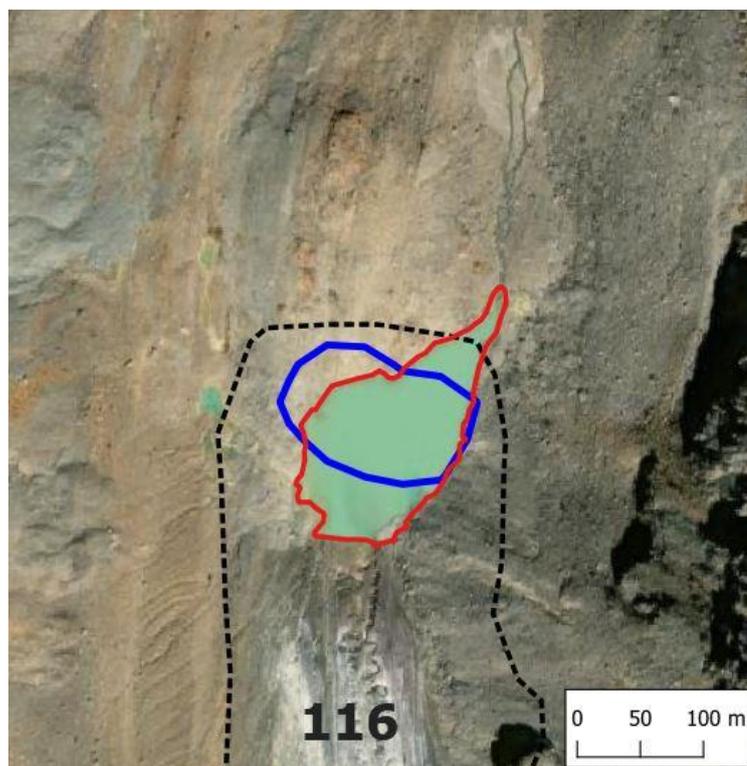


Рис. 15. Прогнозные (синий) и реальные контуры (красный) озера у края ледника №116. Черным пунктиром отмечен край ледника в 2000 году.

Озеро сформировалось талыми водами ледника № 116. В северной части водоема из него вытекает поверхностный водоток. Южный берег озера на небольшом своем протяжении образовании краем ледника. При его отступлении площадь озера может увеличиться в размерах. Фактические и прогнозируемые конуры озера отличаются, однако площади сопоставимые.

В таблице 6 сведены основные характеристики озер. Учитывая, что замкнутые понижения ложа ледников Северо-Чуйского хребта активно заполняются наносами, можно сказать, что в настоящий момент глубина и объем данных озер меньше прогнозируемых значений. Количественно оценить расхождение можно при добавлении в модель фактора аккумуляции наносов, а также при наличии данных батиметрии.

Таблица 6. Прогнозные характеристики озер и реальная их площадь на 2021 год.

№ озера	S прогноз, км <sup>2</sup>	S факт, км <sup>2</sup>	P, м	H ср, м	H max, м	V прогноз, м <sup>3</sup>
71	0,014	-	450	14,6	27,2	199150
13	0,008	0,002	332	2,5	6,1	18460
32	0,034	0,001	745	7,0	28,1	239425
205	0,009	0,009	378	5,6	17,1	52343
16	0,006	0,003	288	5,7	13,2	33719
53	0,009	0	466	8,7	20,7	75174
116	0,012	0,016	417	14,3	32,8	171776
Σ	0,092					790047

Три озера по состоянию на 2000 год уже существовали, но их формирование еще не было окончено. Для этих водоемов был дан прогноз по их расширению (рис. 16, 17).

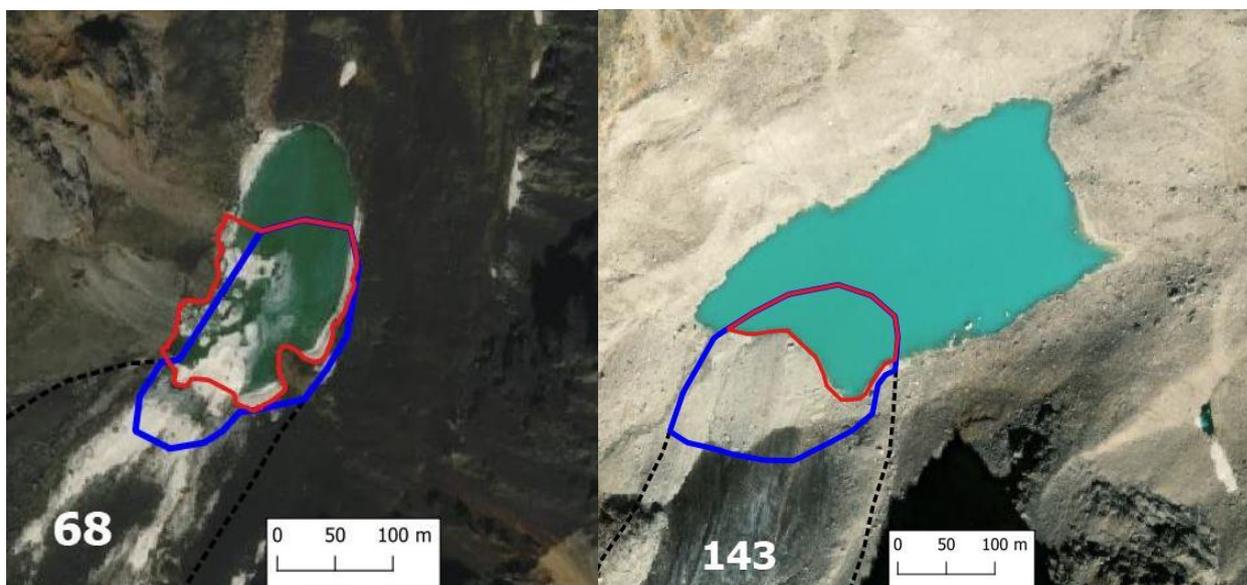


Рис. 16. Прогнозное (синий) и реальное на 2021 год увеличение (красный) озер у края ледника №68 и №143. Черным пунктиром отмечен край ледника в 2000 году.

У края ледника № 68 в 2000 году озеро на уже существовало. Было оценено, что его площадь может увеличиться еще на  $0,021 \text{ км}^2$ . К 2021 году озеро действительно увеличилось – на  $0,017 \text{ км}^2$ . Однако свой потенциал озеро еще не исчерпало. При дальнейшем отступании ледника № 68 этап формирования озера будет окончен и его площадь увеличится еще на  $0,004 \text{ км}^2$ .

Следующее озеро также уже существовало в 2000 году и примыкало к краю ледника № 143. Было оценено, что оно имеет потенциал увеличения еще на  $0,030 \text{ км}^2$ . Спустя 21 год площадь озера, действительно увеличилась. Однако из-за заполнения наносами южной части озерной чаши, водоем реализовал свой потенциал расширения менее, чем на половину. Таким образом, увеличение площади составило  $0,011 \text{ км}^2$ . Однако, характер скоплений обломочного материала на поверхности, на которую не озеро не расширилось, сглаженный, она линейно вытянута в плане, обтекается водотоками. Эти характеристики присущи забронированному льду, а значит озеро может продолжить увеличиваться, несмотря на то что край ледника отступил от озера. В таком случае увеличение площадь озера прибавит  $0,019 \text{ км}^2$ .

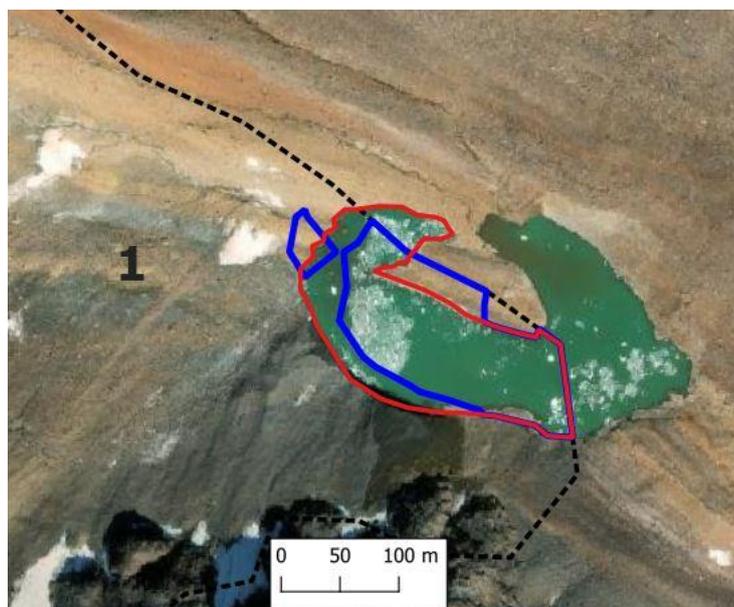


Рис. 17. Прогнозное (синий) и реальное на 2021 год увеличение (красный) озера у края ледника №1. Черным пунктиром отмечен край ледника в 2000 году.

К 2000 году ледник № 1 отступил, в результате чего западная часть озера уже освободилось ото льда и заполнилась водой. Было спрогнозировано увеличение площади озера на 0,019 км<sup>2</sup>. К 2021 году увеличение озера превзошло потенциальное значение и составило 0,023 км<sup>2</sup>. Местоположение и площадь расширения оказались близки к прогнозным. В таблице 7 сведены основные прогнозные характеристики озера.

Таблица 7. Прогнозные характеристики озера и реальная их площадь на 2021 год и потенциал дальнейшего расширения.

№ озера	S прогноз, км <sup>2</sup>	S факт, км <sup>2</sup>	S потенциал, км <sup>2</sup>
68	0,030	0,026	0,004
143	0,102	0,083	0,018
1	0,036	0,039	-
Σ	0,168	0,148	0,022

Таким образом, модель GlabTop позволяет с достаточной точностью моделировать подледниковое ложе. Полученная в результате поверхность ложа в виде раstra позволяет охарактеризовать его, сделать прогноз о формировании приледниковых озера, оценить их площадь, объем, среднюю и максимальную глубину в будущем. Прогнозное и фактическое местоположение в значительной степени пересекаются. Основным фактором ошибок модели в оценке будущей площади и местоположения озера является частичное заполнение его чаши наносами и обломочным материалом. Модель прошла верификацию – она

способна с достаточной надежностью прогнозировать местоположение и площадь будущего озера.

Еще четыре озера не сформировались, но сохраняют свой потенциал для этого. Замкнутые понижения ложе ледников № 188, № 124, № 125, № 186 остаются заполненными льдом (рис. 18).

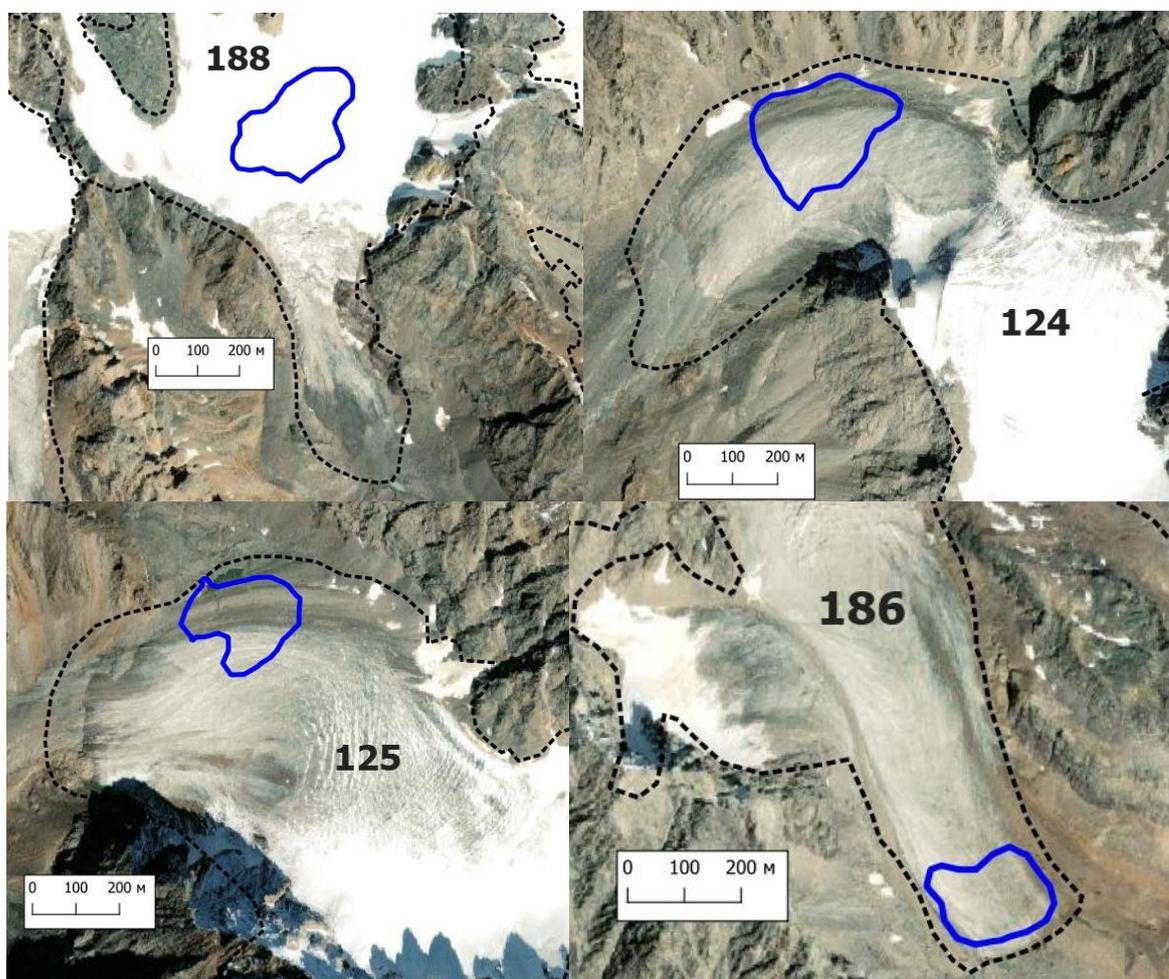


Рис. 18. Прогнозное (синий) местоположения озера у края ледника №188, №124, №125, №186. Черным пунктиром отмечен край ледника в 2000 году.

Замкнутое понижение ледника №188 расположено на дне кара, что дополнительно способствует и обосновывает прогноз формирования здесь в будущем озера. У правого края ледника № 125 уже образовалось небольшое озеро, подпруженное этим ледником. При его дальнейшем отступании подпруживающий эффект ослабнет или пропадет, что позволит этому озеру дать начало новому, более крупному, спрогнозированному озеру или стать его частью. Можно заключить, что предпосылки для образования приледникового озера в будущем здесь действительно есть. В таблице 8 сведены основные прогнозные характеристики озера.

Таблица 8. Прогнозные характеристики еще не сформировавшихся озер Северо-Чуйского хребта.

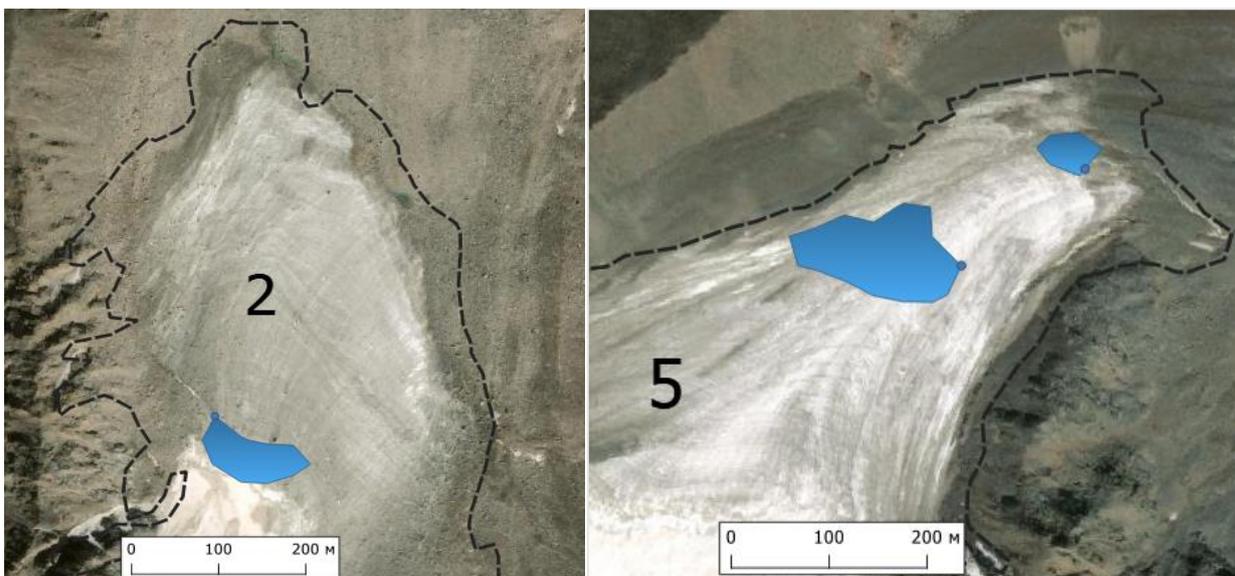
N new ледника	S прогноз, км <sup>2</sup>	P, м	H mean, м	H max, м	V прогноз, м <sup>3</sup>
124	0,059	971	15	34	855997
125	0,039	867	11	23	429982
186	0,026	630	10	27	268318
188	0,050	921	14	30	691447
Σ	0,174				2245744

#### 4.3. Расчет морфометрических характеристик и времени формирования потенциальных озер Монгун-Тайги.

С использованием разработанного алгоритма, один из блоков которого прошел верификацию на объектах Северо-Чуйского хребта, было оценено время формирования потенциальных озер Монгун-Тайги и их основные морфометрические характеристики.

Потенциальное озеро, которое может образоваться при дальнейшем отступании ледника №2 расположено близко к современной границе питания (рис. 19). Согласно расчетам по разработанному алгоритму, озеро начнет формироваться уже в 2026 году. Такая скорая дата связана с небольшой, в среднем 26 м, мощностью льда перед озером. Замкнутое понижение содержит больше льда, средняя его толщина 35 м. Поэтому отступление ледника замедлится, озеро будет увеличиваться в размерах, пока в 2037 году не освободиться ото льда полностью.

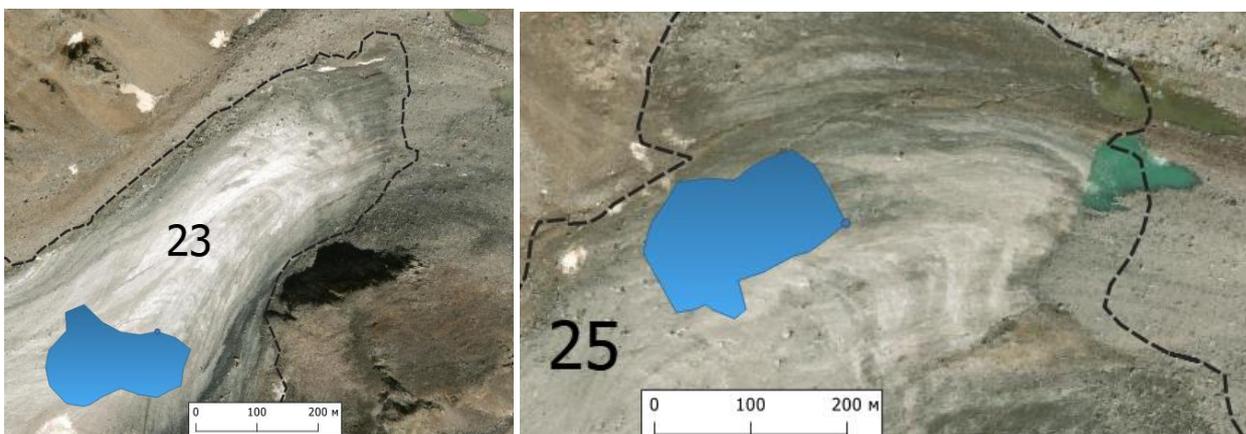
После отступления ледника №5 на его ложе могут образоваться два озера в виде каскада. Первое из них, меньшее по площади, расположено перед ригелем. Оно начнет формироваться в 2028 году и закончит освобождаться ото льда к 2041 году. Нахождение между потенциальными озерами большого объема льда и крутых склонов обуславливает позднее формирование второго озера, которое находится уже за ригелем. Согласно алгоритму, формирование этого озера начнется в 2053 году, а закончится только в 2069 году.



*Рис. 19. Потенциальные озера на месте ледников №2 и №5.*

Следующее озеро – самое крупное из спрогнозированных. В настоящий момент его чаша находится под ледников №23 (рис. 20). При дальнейшей его деградации, озеро начнет формироваться 2028 году, а закончит свой рост к 2042 году.

Еще одно озеро на месте ледника №25, при дальнейшем его таянии, может начать формироваться в 2027 году. При сохранении тенденций, озеро окончательно освободиться ото льда в 2040 году.



*Рис. 20. Потенциальные озера на месте ледников №23 и №25.*

Таким образом, согласно прогностическому алгоритму, к 2069 году на территории горного массива Монгун-Тайга образуется 5 озер общей площадью 65096 м<sup>2</sup> и объемом 248341 м<sup>3</sup>. Основные морфометрические характеристики этих озер представлены в таблице 9.

Таблица 9. Основные морфометрические характеристики озер, появление которых спрогнозировано для территории горного массива Монгун-Тайга.

№	Начало форм.	Конец форм.	Периметр, м	Площадь, м <sup>2</sup>	Объем, м <sup>3</sup>	Ср. глубина, м	Макс глубина, м
2)	2026	2037	323	5501	17711	3	5
5.1.)	2028	2041	167	1830	10048	5	6
5.2.)	2053	2069	453	11304	51197	5	9
23)	2028	2042	668	24642	115318	5	10
25)	2027	2040	621	21820	54069	2	6

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Деградация оледенения ведет к образованию большого числа приледниковых озер. Разрушение естественных, но неустойчивых плотин может привести к катастрофическому прорыву озер. При дальнейшем отступании ледников число этих озер станет еще больше. Риск для нижележащих территорий, в случае их прорыва, увеличится. Возможность таких прорывов является серьезной проблемой и будет возрастать в будущем.

Таким образом, в результате проведенного исследования можно сказать следующее. Все задачи были выполнены, в частности:

- Разработан алгоритм оценки времени формирования приледникового озера, включающий этапы от определения местоположения будущего озера до оценки времени освобождения его чаши ото льда.
- Основные блоки прошли верификацию. В частности, модель GlabTop2 – на объектах Северо-Чуйского хребта.
- Прогнозное местоположение будущего озера моделируется с достаточной точностью. Основным фактором ошибок является частичное заполнение его чаши наносами и обломочным материалом.
- Расчеты по алгоритму были выполнены в прогностическом режиме для горного массива Монгун-Тайга.
- Согласно прогностическому алгоритму, к 2069 году на территории горного массива Монгун-Тайга образуется 5 приледниковых озер общей площадью 65096 м<sup>2</sup> и объемом 248341 м<sup>3</sup>.

С использованием методов философии науки было предложено решение проблемы несуществующих объектов. Представлена схема отношений объекта, в философском понимании, и его состояний. Согласно этой схеме и замкнутое понижения ложа, и приледниковое озеро являются состояниями объекта, определение которому еще не дано. Показана разница между «существует» и «есть», которые выступают свойствами объекта и

состояний соответственно в двухуровневой системе. Подход к определению объекта исследования в рамках данной концепции позволит в дальнейшем более комплексно подходить к его изучению и пониманию его природы.

Анализ литературных источников позволяет заключить, что в настоящее время исследования подледникового ложа находятся в начале своего развития. Быстрое развития этого нового направления в исследованиях высокогорных геосистем произошло за последние 10-15 лет силами многих научных групп из большого числа стран. Предпосылки для этого формировались на протяжении второй половины прошлого века и особенно активно в начале нынешнего. Изучение потенциальных приледниковых озер до сих пор сводилось лишь в оценке местоположения замкнутых понижений ложа.

Разработанный в данной работе алгоритм позволяет вести расчеты в прогностическом режиме. Для этого достаточно минимального набора информации. Это особенно ценно в условиях ограниченности данных. Алгоритм учитывает изменение геометрии ледника и климатических условий со временем и этим вбирает в себя преимущества гидрологических и гляциогидрологических моделей. Алгоритм может использоваться для прогноза времени формирования приледниковых озер в других различных центрах оледенения.

Данное исследование, как надеется автор, продолжает развитие направления исследований подледникового ложа и вносит новые идеи, которые в условиях изменения климата будут использованы для решения возрастающей проблемы прорывов приледниковых озер, проблемы дефицита пресной воды в засушливых регионах и других вызовов и задач.

### **Список использованных источников**

1. Анализ и прогноз изменений климата в российской части Алтае-Саянского экорегиона и на приграничных территориях Казахстана и Монголии. – М.: Всемирный фонд дикой природы (WWF). – 2018. – С. 289.
2. Берри Б.Л., Голубев Г.Н., Огильви А.А., Ушакова Л.А., Ушаков С.А., Шеремет О.Г. Опыт применения геофизических методов при изучении ледников Большого Кавказа Джанкуат и Башкара // Тр. ЗАКНИГМИ. – 1970. – Вып. 45 (51). – С. 182-187.
3. Богословский Б.Б. Озероведение: учебное пособие / Б.Б. Богословский. – Москва: МГУ. – 1960. – С. 333.
4. Большая российская энциклопедия. [Электронный ресурс] URL: <https://bigenc.ru/geography/text/2289844>.
5. Большая советская энциклопедия. [Электронный ресурс] URL: <https://gufo.me/dict/bse/%D0%9E%D0%B7%D1%91%D1%80%D0%B0>.
6. В.П. Галахов, А.Г. Редькин Современное и древнее оледенение горного узла Табын-Богдо-Ола// Барнаул: Издательство Алтайского университета. – 2001. – Вып. 4. – С. 296.

7. Виноградов Ю.Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки. Л.: Гидрометиздат. – 1977. – С. 153.
8. Ганюшкин Д.А. Гляциогенные комплексы резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии: диссертация ... д-ра геогр. наук: 25.00.23 / Ганюшкин Дмитрий Анатольевич. – СПб. – 2015. С. – 429.
9. Ганюшкин Д.А., Банцев Д.В., Волков И.В., Чистяков К.В. Динамика ледников высокогорных массивов аридного Алтая // Тезисы XVII гляциологического симпозиума «Роль криосферы в прошлом, настоящем и будущем Земли». Санкт-Петербург. – 2020. – С. 36.
10. Ганюшкин Д.А., Зелепукина Е.С., Гаврилкина С.А. Прогнозы динамики ландшафтов массива Монгун-Тайга (юго-западная Тыва) при заданных сценариях изменений климата // В мире научных открытий. – 2015. – №. 4. – С. 273-307.
11. Ганюшкин Д.А., Конькова О.С., Чистяков К.В., Екайкин А.А., Волков И.В., Банцев Д.В. Современное оледенение Шапшальского центра оледенения (Восточный Алтай) и его динамика в период с максимума малого ледникового периода // Лед и Снег. – 2021. – Т. 61. – №. 1.
12. Глазовский А. Ф., Мачерет Ю. Я. Радиолокационные измерения толщины ледников Арктики // Мир измерений. – 2014. – №. 7. – С. 10-19.
13. Глазырин Г.Е. Распределение и режим горных ледников / Г.Е. Глазырин, СПб: Гидрометеиздат. – 1985. – С. 181.
14. Голубев Г.Н. Гидрология ледников. Л.: Гидрометеиздат. – 1976. – С. 248.
15. Грига С.А. Оценка потенциальных водных запасов аридного Алтая // Выпускная квалификационная работа. Репозиторий СПбГУ. – 2021. – С. 52.
16. Грига С.А., Ганюшкин Д.А. Оценка толщины и объема ледникового купола массива Монгун-Тайга и возможности гляциальных катастроф на его территории по данным георадиолокации и дистанционного зондирования Земли // Geological international student summit 6–10 апреля 2023.
17. Докукин М.Д. Выдающиеся прорывы озер в 2012-2013 гг. (по материалам ДЗЗ) Часть 2 // Сборник трудов Северо-Кавказского института по проектированию водохозяйственного и мелиоративного строительства. – 2015. – С. 41-58.
18. Докукин М.Д., Беккиев М.Ю., Калов Р.Х., Черноморец С.С., Савернюк Е.А. Активизация обвалов на Центральном Кавказе и их влияние на динамику ледников и селевые процессы // Лед и снег. – 2020. – Т. 60. – №. 3. – С. 361-378. <https://doi.org/10.31857/S2076673420030045>.
19. Ерасов Н. В. Метод определения объема горных ледников // МГИ. – 1968. – Вып. 14. – С. 307-308.
20. Кедич А.И., Харченко С.В., Голосов В.Н., Успенский М.И. Рельефообразование в прогляциальных зонах: его специфика, проблемы и перспективы изучения // VIII Щукинские чтения: рельеф и природопользование. – 2020. – С. 174-180.
21. Керимов А.М., Гегиев К.А., Анаев М.Т., Гергокова З.Ж. Изменение селевой активности в бассейне реки Черек-Безенгийский в связи с интенсивной деградацией оледенения // Устойчивое развитие горных территорий Кавказа. Т. I.: ИИЕТ РАН. – 2018. – С. 589.
22. Китов А.Д., Иванов Е.Н., Плюсин В.М., Гладков А.С., Лунина О.В., Серебряков Е.В., Афонькин А.М. Георадиолокационные исследования ледника Перетолчина (Южная Сибирь) // География и природные ресурсы. – 2018. – №. 1. – С. 158-166. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040104>.

23. Котляков В.М., Алексеев В.Р., Волков Н.В. Гляциологический словарь. – Гидрометеиздат. – 1984. – С. 528.
24. Кузьмиченок В.А. О статистической оценке объемов ледников. – МГИ. – 1996. – вып. 80. – С. 200-206.
25. Кутузов С. С. Изменение площади и объема ледников хребта Терской Ала-Тоо во второй половине XX в. // Лед и снег. – 2012. – № 1 (117). – С. 5-14.
26. Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Василенко Е.В., Мачерет Ю.Я., Петраков Д.А., Попов Г.В. Оценка объема ледников Большого Кавказа по данным радиозондирования и моделирования // Криосфера Земли. – 2015. – Т. 19. – №. 1. – С. 78-88.
27. Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Петраков Д.А., Попов Г.А., Поповнин В.В. Толщина, объем льда и подледный рельеф ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) // Лед и снег. – 2015. – Т. 54. – №. 4. – С. 7-19. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-4-7-19>.
28. Лаврентьев И.И., Петраков Д.А., Кутузов С.С., Коваленко Н.В., Смирнов А.М. Оценка потенциала развития ледниковых озер на Центральном Кавказе // Лед и снег. – 2020. – Т. 60. – №. 3. – С. 343-360.
29. Любимов Р.В., Ситникова В.А., Савенко К.С., Николаева О.П., Достовалова М.С. Паспорт климатической безопасности Республики Алтай. Утвержден распоряжением Главы Республики Алтай, Председателя Правительства Республики Алтай от «01» декабря 2022 г. № 874-рГ. – 2022. – С. 165.
30. Маркин В.А., Боярский И.Я., Дюргеров М.Б., Голубев Г.Н., Геннадий Николаевич Ледник Джанкуат: Центр. Кавказ / [Г.Н. Голубев, М.Б. Дюргеров, В.А. Маркин и др.]; Под ред. И.Я. Боярского. - Ленинград : Гидрометеиздат, 1978.
31. Мачерет Ю. Я., Журавлев А. Б. Толщина, объем и строение ледников//Гляциология Шпицбергена/Под. ред. В. М. Котлякова. – М.: Наука. – 1985. – С. 7-35.
32. Мачерет Ю. Я., Кутузов С. С., Мацковский В. В., Лаврентьев И. И. Об оценке объема льда горных ледников // Лед и Снег. – 2015. – Т. 53. – №. 1. – С. 5-15. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-1-5-15>.
33. Мачерет Ю. Я., Черкасов П. А., Боброва Л. И. Толщина и объем ледников Джунгарского Алатау по данным аэро-радиозондирования // МГИ. – 1988. – №. 62. – С. 59.
34. Москаленко И.Г., Селиверстов Ю.П., Чистяков К.В. Горный массив Монгун-Тайга (Внутренняя Азия). Опыт эколого-географической характеристики. – СПб: Изд-во РГО. – 1993. – С. 94.
35. Никитин С.А. Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики // Материалы гляциологических исследований. – 2009. – Вып. 107. – С. 87-96.
36. Патерсон, У. С. Б. Физика ледников. Пер. с англ. М.Г. Гросвальда и др.; под ред. В. М. Котлякова. – М.: Мир. – 1984. – С. 472.
37. Петраков Д.А., Лаврентьев И.И., Коваленко Н.В., Усубалиев Р.А. Толщина льда, объем и современные изменения площади ледника Сары-Тор (массив Ак-Шыйрак, внутренний Тянь-Шань) // Криосфера Земли. – 2014. – Т. 18. – №. 3. – С. 91-100.
38. Ресурсы поверхностный вод СССР. Том 15. Алтай и Западная Сибирь. Вып. 1. Горный Алтай и верхний Иртыш. Часть 6. Л.: Гидрометеорологическое издательство. – 1974. – С. 60.
39. Рыбак Е.А., Рыбак О.О. Об оценках объема оледенения и времени отклика на климатические изменения // Международный научно-исследовательский журнал. – 2018. – №. 12 (78). – С. 104-111. <https://doi.org/10.23670/IRJ.2018.78.12.057>.

40. Севастьянов В. В., Сапьян Е. С. Пространственно-временные закономерности классов погоды в высокогорных условиях Алтая (Северо-Чуйский хребет, долина Актру) // Геоморфология и физическая география Сибири в XXI веке. – 2020. – С. 137-141.
41. Сергеев И.С., Штыкова Н.Б., Ганюшкин Д.А. Глебова А.Б. Измерение мощности ледников на основе анализа переменной составляющей потенциала при вертикальном электрическом зондировании // Тез. докл. всерос. конф. «Междисциплинарные научные исследования в целях освоения горных и арктических территорий». Сочи: изд-во Института географии РАН. – 2018. – С. 79.
42. Спиридонов А. И. (ред.). Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии: русско-англо-немецко-французский. – Издательство «Советская энциклопедия». – 1980.
43. Тимошок Е. Н., Тимошок Е. Е. Динамика важнейших количественных показателей первичной сукцессии на невозмущаемых и возмущаемых участках молодых морен ледника Малый Актру (Северо-Чуйский хребет) // Фундаментальные исследования. – 2013. – №. 11-1. – С. 122-127.
44. Харламова Н.Ф. Оценка и прогноз современных изменений климата Алтайского региона // Барнаул: Изд-во Алт. ун-та. – 2013.
45. Харламова, Н.Ф. Оценка и прогноз современных изменений климата Алтайского региона : монография. - Барнаул : Изд-во Алт. ун-та. – 2013. – С. 156. ISBN 978-5-7904-1381-0
46. Черкасов П.А. Расчет составляющих водно-ледового баланса внутриконтинентальной ледниковой системы. – Алматы: Каганат. – 2004. – С. 334.
47. Черноморец С.С., Петраков Д.А., Тутубалина О.В. Прорыв ледникового озера на северо-восточном склоне г. Эльбрус 11 августа 2006 г.: прогноз, событие и последствия // Материалы гляциологических исследований. – 2007. – № 102. – С. 225-229.
48. Чистяков К.В. Ландшафты Внутренней Азии: Динамика, история и использование: диссертация ... д-ра геогр. наук: 25.00.23 / Чистяков Кирилл Валентинович. – СПб. – 2001. – С. 269.
49. Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Зелепукина, Е.С., Амосов, М.И., Волков, И.В., Глебова А.Б., Гузель Н.И., Журавлев С.А., Прудникова Т.Н., Пряхина, Г.В. Горный массив Монгун-Тайга. Под ред. К.В. Чистякова. – СПб: Арт-Экспресс. – 2012. – С. 310.
50. (Лист карты м45-16 <https://web.archive.org/web/20170316205200/http://camp-altai.ru/wp-content/files/maps/200k--m45-16.gif>).
51. Bahr D.B. Global distributions of glacier properties: a stochastic scaling paradigm // Water Resources Research. 1997, Vol. 33, № 7, P. 1669–1679. <https://doi.org/10.1029/97WR00824>.
52. Bahr D.B., Meier, M.F., Peckham, S.D. The physical basis of glacier volume–area scaling // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1997. – V. 102. – №. B9, – P. 20355-20362. <http://dx.doi.org/10.1029/97JB01696>.
53. Bahr, D.B., Pfeffer, W.T., Kaser, G. A review of volume–area scaling of glaciers // Review of Geophysics. – 2015. – V. 53. – P. 95-140. <http://dx.doi.org/10.1002/2014RG000470>.
54. Bello C., Suarez W., Cruz R., Rueda N.F.B. Ice thickness measurements and volume estimates for Znosko glacier (Antarctica) using Glabtop model // American Geophysical Union, Fall Meeting. December 1–14 2020. Earth and Space Science Open Archive ESSOAr. – 2020. – P. 12. <https://doi.org/10.1002/essoar.10505379.1>.
55. Chotchaev K., Zaalishvili V., Dzeranov B. Natural endogenous factors of geocological transformation of the mountain part of North Ossetia // E3S Web of Conferences. EDP Sciences. – 2020. – V. 164. – P. 07025. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202016407025>.

56. Clarke G.K.C. Hydraulics of subglacial outburst floods: new insights from the Spring–Hutter formulation // *Journal of Glaciology*. – 2003. – V. 49. – №. 165, – P. 299-313. <https://doi.org/10.3189/172756503781830728>.
57. Driedger, C., Kennard P. Glacier Volume Estimation on Cascade Volcanoes: An Analysis and Comparison with Other Methods // *Annals of Glaciology*. – 1986. – №. 8. – P. 59-64. <https://doi.org/10.3189/S0260305500001142>.
58. Emmer A., Vilímek V., Klimeš J. Glacial lake outburst floods (GLOFs) database project // *Landslide Science for a Safer Geoenvironment. The International Programme on Landslides (IPL)*. Springer International Publishing. – 2014. – V. 1. – P. 107-111. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-04999-1\\_10](https://doi.org/10.1007/978-3-319-04999-1_10).
59. Farinotti D., Huss M. An upper-bound estimate for the accuracy of glacier volume–area scaling // *The Cryosphere*. – 2013. – V. 7. – №. 6. – P. 1707-1720. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1707-2013>.
60. Farinotti, D., Brinkerhoff, D. J., Clarke, G. K. C., Fürst, J. J., Frey, H., Gantayat, P., Gillet-Chaulet, F., Girard, C., Huss, M., Leclercq, P. W., Linsbauer, A., Machguth, H., Martin, C., Maussion, F., Morlighem, M., Mosbeux, C., Pandit, A., Portmann, A., Rabatel, A., Ramsankaran, R., Reerink, T. J., Sanchez, O., Stentoft, P. A., Singh Kumari, S., van Pelt, W. J. J., Anderson, B., Benham, T., Binder, D., Dowdeswell, J. A., Fischer, A., Helfricht, K., Kutuzov, S., Lavrentiev, I., McNabb, R., Gudmundsson, G. H., Li, H., and Andreassen, L. M.: How accurate are estimates of glacier ice thickness? Results from ITMIX, the Ice Thickness Models Intercomparison eXperiment // *The Cryosphere*. – 2017. – V. 11. – №. 2. – P. 949-970. <https://doi.org/10.5194/tc-11-949-2017>.
61. Frey, H., Haeberli, W., Linsbauer, A., Huggel, C., Paul, F. A multi-level strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. – 2010. – V. 10. – №. 2. – P. 339-352. <https://doi.org/10.5194/nhess-10-339-2010>.
62. Frey, H., Machguth, H., Huss, M., Huggel, C., Bajracharya, S., Bolch, T., Kulkarni, A., Linsbauer, A., Salzmann, N., Stoffel, M. Ice volume estimates for the Himalaya– Karakoram region: evaluating different methods // *The Cryosphere*. – 2014. – V. 8. – №. 6. – P. 2313-2333. <https://doi.org/10.5194/tc-8-2313-2014>.
63. Ganyushkin, D., Bantcev, D., Derkach, E., Agatova, A., Nepop, R., Griga, S., Rasputina, V., Ostanin, O., Dyakova, G., Pryakhina, G., Chistyakov, K., Kurochkin, Y., Gorbunova, Y. Post-Little-Ice Age Glacier Recession in the North-Chuya Ridge and Dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Altai // *Remote Sensing*. – 2023. – V. 15. – №. 8. – P. 2186. <https://doi.org/10.3390/rs15082186>.
64. Ganyushkin, D., Chistyakov, K., Derkach, E., Bantcev, D., Kunaeva, E., Terekhov, A., Rasputina, V. Glacier Recession in the Altai Mountains after the LIA Maximum // *Remote Sensing*. – 2022. – V. 14. – №. 6. – P. 1508. <https://doi.org/10.3390/rs14061508>.
65. Grinsted A. An estimate of global glacier volume // *The Cryosphere*. – 2013. – V. 7. – №. 1. – P. 141-151. <https://doi.org/10.5194/tc-7-141-2013>.
66. Haeberli W., Hoelzle M. Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: A pilot study with the European Alps // *Annals of glaciology*. – 1995. – V. 21. – P. 206-212. <https://doi.org/10.3189/S0260305500015834>.
67. Haeberli, W. Brief communication: on area- and slope-related thickness estimates and volume calculations for unmeasured glaciers // *The Cryosphere Discussions*. – 2016. – P. 1-18. <https://dx.doi.org/10.5194/tc-2015-222>.

68. Haeberli, W. Global land-ice monitoring: present status and future perspectives // In United States Department of Energy, Glaciers, Ice Sheets, and Sea Level: Effect of a CO<sub>2</sub>-induced Climatic Change, Report of a Workshop held in Seattle, Washington, September 13-15, 1984. Washington, DC, National Academy Press. Report DOE/EV 60235. – 1985. – V. 1. – P. 216-231.
69. Harrison, S., Kargel, J. S., Huggel, C., Reynolds, J., Shugar, D. H., Betts, R. A., Emmer, A., Glasser, N., Haritashya, U. K., Klimeš, J., Reinhardt, L., Schaub, Y., Wiltshire, A., Regmi, D., Vilímek, V. Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods // *The Cryosphere*. – 2018. – V. 12. – №. 4. – P. 1195-1209. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1195-2018>.
70. Herren P.-A., Eichler A., Machguth H., Papina T., Tobler L., Zapf A., Schwikowski M. The onset of Neoglaciation 6000 years ago in western Mongolia revealed by an ice core from the Tsambagarav mountain range // *Quaternary Science Reviews*. – 2013. – V. 69. – P. 59-68. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.02.025>.
71. Huss M. Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change // *The Cryosphere*. – 2013. – V. 7. – №. 3. – P. 877-887. <https://doi.org/10.5194/tc-7-877-2013>.
72. Huss M., Farinotti D., Bauder A., Funk M. Modelling runoff from highly glacierized alpine drainage basins in a changing climate // *Hydrological processes*. – 2008. – V. 22. – №. 19. – P. 3888-3902. <https://doi.org/10.1002/hyp.7055>.
73. Kennard P.M. Volumes of glaciers on Cascade volcanos: дис. – University of Washington, 1983. Кеннард, П.М. Неопубликованные тома о ледниках на каскадных вулканах. (Магистерская диссертация, Вашингтонский университет, 1983) Kennard, P. M. (1983). Volumes of glaciers on Cascade volcanoes: Seattle, Washington, University of Washington (Doctoral dissertation, MS thesis, 151 p).
74. Linsbauer A., Paul F., Haeberli W. Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with GlabTop: Application of a fast and robust approach // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. – 2012. – V. 117. – № 3. P. 1-17. <https://doi.org/10.1029/2011JF002313>.
75. Linsbauer, A., Paul, F., Hoelzle, M., Frey, H., Haeberli, W. The Swiss Alps without glaciers – a GIS-based modelling approach for reconstruction of glacier beds. In: Purves, Ross S; et al. Proceedings of Geomorphometry 31 August - 2 September 2009. Zurich, CH: Department of Geography, University of Zurich. – 2009. – P. 243-247. <https://doi.org/10.5167/uzh-27834>.
76. Macheret Y. Y., Zhuravlev A. B. Radio echo-sounding of Svalbard glaciers // *Journal of Glaciology*. – 1982. – V. 28. – №. 99. – P. 295-314. <https://doi.org/10.3189/S0022143000011643>.
77. Magnin F., Haeberli W., Linsbauer A., Deline P., Raveland L. Estimating glacier-bed overdeepenings as possible sites of future lakes in the de-glaciating Mont Blanc massif (Western European Alps) // *Geomorphology*. – 2020. – V. 350. – P. 106913. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106913>.
78. Maisch, M., Haeberli, W. Interpretation geometrischer parameter von Spätglazialgletschern im Gebiet Mittelbünden, Schweizer Alpen // *Physische Geographie Universität Zürich*. – 1982. – V. 1. – P. 111-126.
79. Maussion F., Butenko A., Eis J., Fourteau K., Jarosch A.H., Landmann J., Oesterle F., Recinos B., Rothenpieler T., Vlug A., Wild Ch.T., Marzeion B. The open global glacier model (OGGM) v1.0. // *Geoscientific. Model Development. Discussions*. – 2018. – V. 10. – P. 33. <https://doi.org/10.5194/gmd-2018-9>.

80. Moya Q.V., Mano A., Asaoka Y., Udo K., Kure S., Mendoza J. Probabilistic estimation of glacier volume and glacier bed topography: the Andean glacier Huayna West // *The Cryosphere Discussions*. – 2013. – V. 7. – №. 4. – P. 3931-3967. <https://doi.org/10.5194/tcd-7-3931-2013>.
81. Muller F., Caflisch T., Müller G. Firn und Eis der Schweizer Alpen // *Norwegian Journal of Geography*. – 1977. – V. 31. – №. 2. – P. 87-88. <https://doi.org/10.1080/00291957708545328>.
82. Nye J. F. The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross-section // *Journal of glaciology*. – 1965. – V. 5. – №. 41. – P. 661-690. <https://doi.org/10.3189/S0022143000018670>.
83. Nye J. F. The mechanics of glacier flow // *Journal of Glaciology*. – 1952. – V. 2. – №. 12. – P. 82-93. <https://doi.org/10.3189/S0022143000033967>.
84. Oerlemans J. *Glaciers and climate change*. Lisse: A. A. Balkema Publishers. 2001.
85. Otto J.-Ch., Helfricht K., Prasicek G., Binder D., Keuschnig M. Testing the performance of ice thickness models to estimate the formation of potential future glacial lakes in Austria // *Earth Surface Processes and Landforms*. – 2022. – V. 47. – №. 3. – P. 723-741. <https://doi.org/10.1002/esp.5266>.
86. Pandit A., Ramsankaran R. Identification of potential sites for future lake formation and expansion of existing lakes in glaciers of Chandra Basin, Western Himalayas, India // *Frontiers in Earth Science*. – 2020b. – V. 8. – P. 500116. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.500116>.
87. Pandit, A., and Ramsankaran, R. Modeling ice-thickness distribution and storage volume of glaciers in the Chandra Basin, India // *Journal of Mountain Science*. – 2020(a). – V. 17. – №. 8. – P. 2011-2022. <https://doi.org/10.1007/s11629-019-5718-y>.
88. Paterson W.S.B. The sliding velocity of Athabasca Glacier, Canada // *Journal of Glaciology*. – 1970(a). – V. 9. – №. 55. – P. 55-63. <https://doi.org/10.3189/S0022143000026794>.
89. Paterson W.S.B. The application of ice physics to glacier studies // *Glaciers. Proceedings of the Workshop Seminar. September 24 and 25 1970. Ottawa, Canadian National Committee for the International Hydrological Decade. Secretariat*. – 1970(b). – P. 43-46.
90. Paterson W.S.B. *The physics of glaciers*, 3rd Edn., Pergamon Press, Oxford, New York, Tokyo. – 1994.
91. Paul F., Linsbauer A. Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines, and a DEM // *International Journal of Geographical Information Science*. – 2012. – V. 26. – №. 7. – P. 1173-1190. <https://doi.org/10.1080/13658816.2011.627859>.
92. Petrakov, D., Shpuntova, A., Aleinikov, A., Kääh, A., Kutuzov, S., Lavrentiev, I., Stoffel M., Tutubalina O., Usabaliev R. Accelerated glacier shrinkage in the Ak-Shyirak massif, Inner Tien Shan, during 2003-2013 // *Science of the Total Environment*. – 2016. – V. 562. – P. 364-378. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.03.162>.
93. Post A., Richardson D., Tangborn W., Rosselot F. Inventory of glaciers in the North Cascades, Washington // *US Geological Survey. Professional Paper*. – 1971. – №. 705-A. – P. 25. <https://doi.org/10.3133/pp705A>.
94. Ramsankaran, R., Pandit, A., and Azam, M. F. (2018). Spatially distributed ice-thickness modelling for chhota shigri glacier in western Himalayas, India // *International Journal of Remote Sensing*. – 2018. – V. 39. – №. 10. – P. 3320-3343. <https://doi.org/10.1080/01431161.2018.1441563>.
95. Reicher M. Nonexistent Objects // *Stanford Encyclopedia of Philosophy*. – 2010.
96. Rounce D.R., Hock R., Shean D.E. Glacier Mass Change in High Mountain Asia Through 2100 Using the Open-Source Python Glacier Evolution Model (PyGEM) // *Frontiers in Earth Science*. – 2020. – V. 7. – P. 331. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00331>.

97. Schmidt G.A., Ruedy R., Hansen J.E., Aleinov I., Bell N., Bauer M., Bauer S., Cairns B., Canuto V., Cheng Y., Genio A.D., Faluvegi G., Friend A.D., Hall T.M., Hu Y., Kelley M., Kiang N.Y., Koch D., Lacis A.A., Lerner J., Lo K.K., Miller R.L., Nazarenko L., Oinas V., Perlwitz J., Perlwitz J., Rind D., Romanou A., Russell G. L., Sato M., Shindell D.T., Stone P.H., Sun S., Tausnev N., Thresher D., Yao M.-S. Present-day atmospheric simulations using GISS ModelE: Comparison to in situ, satellite, and reanalysis data // *Journal of Climate*. – 2006. – V. 19. – №. 2. – P. 153-192. <https://doi.org/10.1175/JCLI3612.1>.
98. Shumskiy, P. Density of Glacier Ice // *Journal of Glaciology*. – 1960. – V. 3. – №. 27. – P. 568-573. <https://doi.org/10.3189/S0022143000023686>.
99. van der Laan, L., Eis, J., Förster, K., Marzeion, B. Comparison of methods for initialization of the Open Global Glacier Model (OGGM) // *EGU General Assembly 2020*. Online 4-8 May 2020. EGU2020-4977. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-4977>.
100. Zekollari, H., Huss, M., Farinotti, D. Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble // *The Cryosphere*. – 2019. – V. 13. – №. 4. – P. 1125-1146. <https://doi.org/10.5194/tc-13-1125-2019>.
101. Zhang G., Bolch T., Allen S., Linsbauer A., Chen W., Wang W. Glacial lake evolution and glacier–lake interactions in the Poiqu River basin, central Himalaya, 1964–2017 // *Journal of Glaciology*. – 2019. – V. 65. – №. 251. – P. 347-365. <https://doi.org/10.1017/jog.2019.13>.
102. <https://conda.io/en/latest/miniconda.html> – дистрибутив языков программирования Python и R. Conda – miniconda3, (дата обращения 03.02.2021).
103. <https://github.com/WilcoTerink/GlabTop2-py> – хостинг IT-проектов и их совместной разработки. GlabTop2-py 2.0.2, (дата обращения 04.02.2021).
104. <https://glovis.usgs.gov/app?fullscreen=0> – United States Geological Survey / Геологическая служба США. Цифровая модель рельефа Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), (дата обращения 13.11.2020).
105. <https://pcraster.geo.uu.nl/index.html> – программное обеспечение для построения пространственно-временных моделей окружающей среды. PCRaster 4.3.0., (дата обращения 03.02.2021).
106. <https://pypi.org/project/GlabTop2-py/> – The Python Package Index / Индекс пакетов Python (PyPI). GlabTop2-py 2.0.2, (дата обращения 03.02.2021).
107. <https://search.earthdata.nasa.gov/search?q=ASTER+GDEM+V3> – National Aeronautics and Space Administration Earthdata / Национальное управление по аэронавтике и исследованию космического пространства. Цифровая модель рельефа Aster Global DEM V3 (дата обращения 09.02.2021).
108. <https://www.python.org/> – язык программирования. Python 3.8.3., (дата обращения 03.02.2021).