

ГЛАВА 3. ИЗМЕРЕНИЕ ЛЕДНИКОВ

3.1 ОБЩАЯ ИНФОРМАЦИЯ

3.1.1 Резюме

В этой главе описываются современные методы, применяемые при измерениях ледников и их изменений в результате климатического воздействия. В продолжение ранее разработанных руководящих принципов, описывающих терминологию и методологию гляциологических измерений и мониторинга, основное внимание в ней уделяется классическим измерениям гляциологического баланса массы, колебаний фронта ледника и толщины ледника. Многие методы, разработанные в XX веке (методы кола и ямы для определения баланса массы, измерения расстояний для определения изменения фронта ледника) активно используются до сих пор. Однако в последние десятилетия исследователи и специалисты получили новые возможности благодаря таким новым технологиям, как грунтопроникающий радар (георадар), глобальные навигационные спутниковые системы (ГНСС), лазерное сканирование с воздуха и из космоса, ряд новых оптических и радиолокационных спутниковых датчиков, беспилотные летательные аппараты (БПЛА) и автоматизированные измерения абляции. Достигнут прогресс и в технологии ведения наблюдений, анализе и обработке данных. Также используются различные подходы к моделированию для интерполяции измерений и дальнейшей оценки данных.

В XXI веке, вероятно, произойдет переход к большей автоматизации гляциологических наблюдений в режиме реального времени при поддержке спутникового мониторинга и моделирования. Тем не менее, очевидно, что полевые измерения останутся важной составляющей мониторинга, поскольку они позволяют обеспечить бесшовность и непрерывность долгосрочных рядов данных. Кроме того, автоматизированные и дистанционные методы вряд ли полностью заменят локальные измерения баланса массы. В данной главе не ставится задача предложить руководство по всем новым технологиям или подробно описать методологию, положенную в основу новых наборов данных и подходов. Основное внимание уделяется полевым методам, а также упоминаются платформы и техники дистанционного зондирования, необходимые исследователям для измерения баланса массы ледника, изменения фронта и толщины льда (например, для получения контуров ледника или цифровых моделей местности). В этой главе рассматриваются не все гляциологические величины (например скорость льда, температура льда) и не все методы изучения гидрологии ледников и ледяных лавин. Здесь также не рассматриваются исследования кернов льда.

Рекомендации:

- **Архивация данных и метаданные:** данные, собранные в полевых условиях, следует архивировать с соответствующими метаданными и передавать в хранилища данных, такие как Глобальные измерения материкового льда из космоса (ГИМЛК) (например контуры ледников, снеговые линии, линии стока) и Всемирная служба мониторинга ледников (ВСМЛ) (толщина льда, изменение фронта ледника, гляциологический и геодезический баланс массы, особые явления). До проведения анализа данных исследователям рекомендуется обращаться к опубликованным руководствам (например GLIMS, 2022; WGMS, 2019), чтобы включить соответствующие метаданные для облегчения их использования.
- **Сочетание различных методов для уменьшения неопределенности:** благодаря сочетанию различных методов наблюдений можно значительно уменьшить неопределенности и повысить согласованность конечных результатов. Это относится, например, к частой валидации записей баланса массы *in situ*

с помощью геодезических измерений изменения объема льда или к гомогенизации долгосрочных записей изменений длины с помощью аэрофотографических или спутниковых изображений.

- **Повышение согласованности и содействие передаче знаний:** стандартизация продукции мониторинга ледников имеет решающее значение для повышения согласованности и сопоставимости наборов данных в глобальном масштабе. Для содействия передаче знаний рекомендуется придерживаться единых протоколов, а также проводить регулярный обмен между национальными программами мониторинга.

3.1.2 Введение

Ледники образуются в тех регионах мира, где снег, выпадающий зимой или в течение влажного сезона, сохраняется после летнего таяния. Уже более 100 лет ведется наземный мониторинг изменений ледников в результате колебаний климата. В последние десятилетия постоянно увеличиваются охват и детализация наблюдений с воздуха и из космоса, что позволяет вести мониторинг ледников в глобальном масштабе. Наше понимание реагирования ледников на изменение климата основано на имеющихся временных рядах наблюдений, полученных в результате долгосрочных полевых измерений в сочетании с данными дистанционного зондирования.

В ответ на изменения температуры воздуха и количества осадков на временных интервалах от нескольких лет до тысячелетий меняются длина, протяженность и объем ледников.

Эти изменения влекут за собой последствия на местном, региональном и глобальном уровнях — от изменения доступности воды для сельского хозяйства до повышения уровня мирового океана. Кроме того, опасные явления, связанные с ледниками, влияют на жизнь людей и социальную инфраструктуру. Таким образом, моделирование баланса массы и будущей эволюции ледников в масштабах от локальных до глобальных представляет собой активную область исследований, где используются полевые данные и данные дистанционного зондирования для целей калибровки и валидации. Для этого необходимо стандартизировать передовые методы измерения ледников и обработки данных.

В этой главе основное внимание уделяется полевым методам определения баланса массы ледника.

Вводные разделы посвящены данным кадастров ледников (контуры, площади, объемы) и измерениям колебаний фронта ледников. Текст частично основан на ранее опубликованных пособиях и руководствах, описывающих терминологию и методологию, используемую в гляциологических измерениях и мониторинге, и в том числе на следующих изданиях:

- Østrem and Brugman (1991): A comprehensive manual for scientists conducting mass-balance measurements on glaciers, including also sections on meteorological and hydrological observations;
- Kaser et al. (2003): A manual on mass balance work, with focus on methods and safety during measurements on high-mountain glaciers;
- Cogley et al. (2011): The comprehensive *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms*, including definitions of the variables used.

Поскольку ледники питаются за счет снегопадов, здесь неоднократно упоминаются методы, используемые для измерения количества снега на земле (Fierz et al. 2009; и [глава 2 тома II](#) настоящего Руководства).

3.1.3 Определение

Ледник. Многолетняя масса льда, и возможно фирна и снега, которая образуется на поверхности суши в результате рекристаллизации снега или других форм твердых осадков и характеризуется движением в прошлом или настоящем времени.

Это определение физически обосновано и лежит в основе определений, которые используются в исследованиях с помощью дистанционного зондирования, направленных на определение контуров отдельных ледников (см. [раздел 3.3.2](#)). Подчеркнем, что ни одно из этих определений не предназначено для использования в каком-либо юридическом контексте.

В повседневном языке термин «ледник» часто означает не только различные типы ледников, но и ледяные шапки (куполообразное ледяное тело с радиальным течением), и ледяные поля (масса льда на плато, из которой выходят несколько долинных ледников). В данной главе мы будем использовать эти обозначения в соответствии с последними рекомендациями (IPCC, 2021; Cogley et al., 2011).

В исследованиях баланса массы ледники обозначаются контурами, перенос массы льда через которые равен нулю. Если происходит перенос массы (например на линии налегания айсбергообразующего ледника), то убыль льда должна учитываться как компонент баланса массы. На ледяных шапках отдельные бассейны движения льда можно обозначать посредством определения направления движущей силы по моделям высоты поверхности. Однако на практике это часто реализуется путем получения сетки направлений стока из цифровой модели рельефа (ЦМР) и расчета гидрологических бассейнов на основе анализа водосбора.

3.1.4 Ледники по всему миру

Ледники встречаются во всех регионах мира, если это позволяют климатические условия. Таким образом, ввиду сильно различающихся климатических и топографических условий они неравномерно распределены по поверхности Земли. Ледники образуются там, где снег, выпавший зимой (или в период высокого накопления), не тает полностью в летний сезон (или сухой сезон). Основным фактором, влияющим на существование ледников, служит температура воздуха, и, таким образом, они преимущественно расположены в полярных и субполярных регионах или на больших высотах. Ледяные массы образуются за счет превращения снега в лед и сохраняются только при наличии достаточных топографических условий и количества осадков (снега). При достижении критической толщины скопившаяся масса начинает деформироваться и течь под собственным весом, в результате чего часть массы переносится на меньшие высоты, где лед тает. В прошлом климатические условия приводили к образованию гораздо большей площади ледяных масс, чем сейчас. Например, во время последнего ледникового максимума (ПЛМ) ледяные щиты и ледники покрывали 25% поверхности Земли, а сейчас глобальный ледяной покров составляет около 10% (Ruddiman, 2014).

На сегодняшний день известно более 200 000 ледников на Земле за пределами полярных ледяных щитов, общей площадью 705 000 км² (RGI Consortium, 2017) и предполагаемым объемом 158 000 км³ (Farinotti et al., 2019). К их числу не относятся два крупных ледяных щита в Антарктиде и Гренландии, но сюда включены ледники и ледяные шапки на периферии ледникового щита Гренландии.

3.1.5 Переменные, используемые в наблюдениях баланса массы

Подготовленный ВМО [Стандарт метаданных ИГСНВ](#) (ВМО-№ 1192)¹ содержит ключевые переменные, перечисленные в таблице 3.1, которые необходимы для определения долгосрочного баланса массы ледников на основе точечных измерений. Точечные измерения аккумуляции и абляции позволяют рассчитать точечный баланс массы. Перемножение интерполированных значений точечного баланса массы и известных площадей диапазонов высот, покрытых ледником, дает баланс массы всего ледника (гляциологический метод). Баланс массы обычно представляется в м или мм водного эквивалента (в.э.), и поэтому в таблицу включено определение водного эквивалента снежного покрова (ВЭС). Подробное обсуждение определения ВЭС изложено в главе 2, п. 2.4, тома II настоящего Руководства.

Таблица 3.1. Ключевые измеренные/расчетные переменные в исследованиях баланса массы ледников. Все переменные, кроме ВЭС, перечислены в *Стандарте метаданных ИГСНВ*.

<i>ЛЕДНИКИ</i>		
<i>Переменная</i>	<i>Определение</i>	<i>Обозначение ПМИ (Реестр кодов ВМО)^a</i>
Поверхностная аккумуляция в точке	Масса, добавленная к леднику в точке на его поверхности, выраженная за определенный период времени ^b .	12011
Поверхностная абляция в точке	Масса, удаленная с ледника в точке на его поверхности, выраженная за определенный период времени ^b .	12012
Баланс массы ледника в точке	Сумма всех процессов, добавляющих массу на ледник и удаляющих ее в точке на его поверхности, выраженная за определенный период времени.	12009
Площадь ледника	Область, ограниченная проекцией контура ледника на поверхность эллипсоида, аппроксимирующего поверхность Земли, или на плоскую горизонтальную аппроксимацию этого эллипсоида. Площадь ледника не включает нунатаки, но включает покрытые обломочным материалом части ледника. Контур ледника отделяет ледник от неледниковой местности и от смежных ледников.	12013
Баланс массы ледника в целом	Результат всех процессов, увеличивающих и уменьшающих массу ледника на его поверхности, выраженный за определенный период времени и интегрированный по всей площади ледника (или бассейна) ^c .	12010
Водный эквивалент снежного покрова (ВЭС)	Вертикальная глубина воды, которая была бы получена при полном таянии снежного покрова, что равно массе снежного покрова на единицу площади. ВЭС — это произведение высоты снежного покрова в метрах и усредненной по глубине объемной плотности снежного покрова в килограммах на кубический метр. ВЭС может быть выражен в мм в. э. или в кг на м ⁻² (1 000 мм в. э. равны 1 000 кг на м ⁻²).	631 См. настоящий том, глава 2, 2.1.1

Примечания:

- a [Реестр кодов ВМО: wmdr/ObservedVariableTerrestrial](#)
- b На (типичном) средне- и высокоширотном леднике зимой преобладает аккумуляция, а летом — абляция. Однако оба процесса обычно происходят как зимой, так и летом. Таким образом, зимний баланс будет чистым результатом добавленной и потерянной массы в течение зимы, а летний баланс рассчитывается аналогичным образом.
- c Если не указано иное, баланс массы ледника относится к поверхностному балансу массы и не включает базальное или внутреннее таяние, но включает повторное замерзание в снеге и фирне.

¹ ИГСНВ = Интегрированная глобальная система наблюдений ВМО

Геодезический метод определения баланса массы ледника путем повторного картирования поверхности ледника и соответствующего вычитания дает изменение объема баланса массы за определенный период времени. Изменение объема нужно преобразовать в изменение массы, используя соответствующие допущения о плотности льда и снега. Дальнейшее описание этого метода см. в [разделе 3.9.2](#).

3.2 КАДАСТРЫ ЛЕДНИКОВ И СХЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ

3.2.1 Кадастры ледников

Первые попытки создания всемирного кадастра ледников были предприняты в ходе Международного гидрологического десятилетия, объявленного Организацией Объединенных Наций по вопросам образования, науки и культуры (ЮНЕСКО) на период 1965—1974 годов. Эти усилия привели к составлению Всемирного кадастра ледников, который был опубликован ВСМЛ в 1989 году. ВСМЛ продолжает собирать и публиковать стандартизированную информацию о текущих колебаниях ледников, то есть об изменениях их длины, объема и массы с 1986 года. Национальный центр данных по снегу и льду Соединенных Штатов Америки (США) (НЦДСЛ), основанный в 1982 году, также располагает архивированными данными о ледниках, например Всемирным кадастром ледников (ВКЛ²). В 1995 году была начата инициатива ГИМЛК, в рамках которой региональные исследователи вносят контуры ледников³ в глобальную базу данных для свободного и бесплатного дальнейшего распространения. В 2011 году началась реализация еще одной инициативы под названием Рандольфский кадастр ледников (РКЛ), в рамках которого был составлен и обновлен полный глобальный кадастр ледниковых покровов (Pfeffer et al., 2014; RGI Consortium, 2017). В период с 2020 по 2023 год рабочая группа Международной ассоциации криосферных наук (МАКН) стремится поддерживать и развивать РКЛ. Глобальная сеть наблюдений за поверхностью суши — ледники (ГСНПС-Л), созданная в 2009 году и совместно управляемая ВСМЛ, НЦДСЛ и ГИМЛК, осуществляет надзор за управлением и модернизацией мониторинга ледников в рамках глобальной стратегии наблюдений под эгидой Организации Объединенных Наций и МАКН.

3.2.2 Характеристика ледников

Ледники можно описать по ряду параметров, определяющих их географические и топографические характеристики, как показано в таблице 3.2. Как видно из таблицы, в ВСМЛ, ГИМЛК и НЦДСЛ используются несколько разные обозначения. Различия во многом обусловлены историческим развитием и разными целями кадастров.

Таблица 3.2. Параметры, характеризующие ледники

<p>Страна или территория^a Страна или территория, на которой расположен ледник. Если требуется код страны, можно использовать двухбуквенный код ИСО 3166: (https://www.iso.org/iso-3166-country-codes.html)</p>
<p>Идентификация — номер ледника^{a,b,c} Идентификатор ВСМЛ: атрибут АЗ представляет собой 5-значный цифровой код. Идентификатор ГИМЛК имеет вид: GnnnnnnEmmmmm[N S] и указывает широту и долготу с точностью до трех знаков после запятой. См. пояснение в разделе 3.3.2. Идентификатор РКЛ: 14-значный идентификатор вида RGIvv-rr.nnnnn, где vv — номер версии, rr — номер региона первого порядка, а ppppp — произвольный идентификационный код, уникальный в пределах региона.</p>

² <https://nsidc.org/data/g01130>

³ <https://www.glims.org/>

<p>Название ледника^{a,b,c} ВСМЛ: атрибут A2 ГИМЛК: если имеется официальное название основного ледника, его следует указать. РКЛ: название ледника или идентификационный код ВКЛ или ВКЛ-XF (модифицированный по Müller et al., 1978), если он имеется. При необходимости следует также указать названия отдельных притоков или выводных ледников. Для очень длинных имен допускаются сокращения. Название должно быть написано латиницей. В некоторых случаях ледники могут не иметь названия, а только каталожный номер, но впоследствии им может быть присвоено имя или обнаружено название, которое используют местные жители. В таких случаях должна быть возможность включить в это поле альтернативное имя.</p>
<p>Местонахождение – географический объект, горный хребет или массив^a ВСМЛ: атрибуты A8 и A9 Относится к известному географическому объекту, обычно горному хребту, что дает приблизительное представление о местоположении ледника. Примеры: Западные Альпы, южная Норвегия, Андский хребет, Тянь-Шань, Гималаи, Аляска. Примеры более конкретных мест: бассейн Роны, Ютунхеймен, хребет Брукса.</p>
<p>Координаты^{a,b,c} – центрально расположенная точка вблизи линии равновесия Координаты должны как можно точнее описывать местоположение центральной точки в контуре ледника. Подходящая точка находится в центральных частях основного потока льда. Широта и долгота этой точки должны быть указаны в десятичных градусах с точностью не менее четырех знаков после запятой. Координатная точка может быть создана автоматически на основе контура ледника в программном обеспечении географической информационной системы (ГИС). Местоположение будет меняться при изменении периметра.</p>
<p>Дата^{a,b,c} ВСМЛ: атрибуты B11, C8, C10, D14, D16, E6, E7, E8, F4 Атрибуты ВСМЛ относятся к датам съемки, измерениям колебаний фронта, измерениям баланса массы, контрольным датам и датам особых событий. При передаче контуров ледников в ГИМЛК или РКЛ необходимо указывать дату получения (день, месяц и год). Следует проявлять особую осторожность при использовании разновременных данных по одному и тому же региону.</p>
<p>Площадь поверхности^{b,c} ВСМЛ: атрибуты D7, E15, E17 (и дополнительные атрибуты точности изменения площади) <i>Площадь поверхности</i> ледника – ключевой параметр, используемый при моделировании баланса массы и других исследованиях, включая оценку глобальных изменений ледников. Площадь можно рассчитать непосредственно в программе ГИС. Важно измерять площадь ледника в соответствующей метрической проекции. Значение должно быть записано в квадратных километрах с не менее чем двумя, а лучше тремя знаками после запятой.</p>
<p>Длина^{a,b,c} ВСМЛ: атрибуты B9, B10 <i>Максимальная длина</i> ледника определяется как длина самой длинной линии тока ледника в целом. <i>Средняя длина</i> – это среднее значение длин каждого притока вдоль его самой длинной линии тока к выходу ледника. Рекомендуется сначала определять только максимальную длину, поскольку это значительно сокращает объем работы. Среднюю длину можно добавить на последующем этапе. Для ледяных шапок описанный выше метод определения максимальной длины применяется к каждому выводному леднику и бассейну движения льда. В некоторых случаях более значимой информацией может стать наибольшая и наименьшая ширина ледяной шапки, и эти параметры легко определить по картам или в ГИС.</p>
<p>Высота (максимальная, минимальная, средняя, медианная)^{a,b,c} ВСМЛ: атрибуты B6, B7, B8 Рекомендуется определять эти параметры на основе цифровой модели местности (ЦММ) ледника или бассейна движения льда (с использованием идентификатора ГИМЛК или номера ВСМЛ в качестве идентификатора). <i>Среднее значение высоты</i> равно сумме всех значений высоты отдельных ячеек ЦММ, поделенной на количество ячеек в пределах границ ледника. <i>Медианная высота</i> – это высота, которая делит площадь ледника таким образом, что 50% площади находится выше, а 50% – ниже этой высоты. Атрибут ВСМЛ EEE8 – это высота точки измерения баланса массы.</p>
<p>Гипсометрия^{b,c} Распределение площади и высоты ледника или ледяной шапки может быть рассчитано по ЦММ ледника. Рекомендуется рассчитывать общую площадь в каждом стометровом интервале (или в более узком диапазоне высот для небольших ледников).</p>

<p>Ориентация^{a,b,c} ВСМЛ: атрибуты A13, A14 <i>Ориентация</i> (экспозиция) направления вниз по леднику может быть рассчитана по ЦММ как средняя ориентация всех ячеек ЦММ, покрытых ледником. Ориентация может рассчитываться отдельно для областей аккумуляции и абляции.</p>
<p>Средний уклон^{b,c} <i>Средний уклон</i> является хорошим вспомогательным показателем для других параметров, например средней толщины. Он может рассчитываться как средний уклон всех ячеек ЦММ, покрывающих ледник.</p>

Примечания:

- a Параметры ВСМЛ. Эти параметры (атрибуты) в том виде, как они используются для ВКЛ, изложены в Описании атрибутов ВСМЛ (2019), доступном на сайте www.wgms.ch.
- b Параметры ГИМЛК. Основные параметры ГИМЛК приводятся в Paul et al. (2009, 2010), где дано подробное описание основных параметров ледников в соответствии с определением консорциума ГИМЛК, а также инструкции для расчета параметров.
- c Параметры РКЛ. Поля данных РКЛ описаны Консорциумом РКЛ (RGI Consortium, 2017).

3.2.3 Классификация ледников

Схема морфологической классификации ледников была предложена в 1970 году рабочей группой Международной комиссии по снежному и ледовому покрову/Международной ассоциации научной гидрологии (МКСЛ/МАНГ), предшественницей МАКО (Müller et al., 1970), и впоследствии принята и обновлена ВСМЛ. Система классификации ледников ГИМЛК опирается на эти более ранние схемы и учитывает специфические особенности ледников, встречающиеся в разных частях света, включая полярные регионы (Rau et al., 2005). В ней используются девять цифр, которые характеризуют тип ледника, его форму, характеристики фронта, продольный профиль, активность языка в районе источника и характеристики морены. Эта схема классификации используется уже не так широко и поэтому не воспроизводится здесь, но на рисунках 3.1 а)—h) приведены примеры различных типов ледников, классифицированных в соответствии с вышеупомянутыми схемами и расположенных в различных горных/возвышенных районах.

3.2.4 Выбор ледников для измерений

При выборе ледников для включения в сеть для долгосрочного мониторинга баланса массы или изменения длины и проведения соответствующих гляциологических полевых работ нужно учитывать следующие соображения. Описание частично основано на Kaser et al. (2003).

Площадь. Ледник или ледяная шапка, выбранные для программы баланса массы, в идеале должны давать результаты, репрезентативные для регионального баланса массы. В кадастровых исследованиях ледники часто определяются по нижнему пределу размера в 0,01 км² (см., например, Paul et al., 2020), но площадь и объем многих ледников столь малого размера могут подвергаться резким изменениям в результате локальных климатических воздействий. Для горных ледников идеальная площадь для исследования баланса массы составляет 1—10 км², что позволяет преодолевать ее пешком или на лыжах. Площадь ледяных шапок и ледяных полей варьируется от 10 до 50 000 км², и для проведения наземной программы баланса массы для большинства ледяных масс в этом диапазоне размеров придется задействовать вертолеты, снегоходы или другие моторизованные транспортные средства.

Диапазон высот. Диапазон высот должен быть репрезентативным для региона оледенения и позволять выявлять изменчивость высоты линии равновесия (ВЛР).

Площадь водосбора. Для ледяных шапок необходимо провести точное исследование топографии поверхности (и топографии подстилающей породы, если таковая имеется), чтобы определить бассейны движения льда, а которых следует проводить мониторинг.

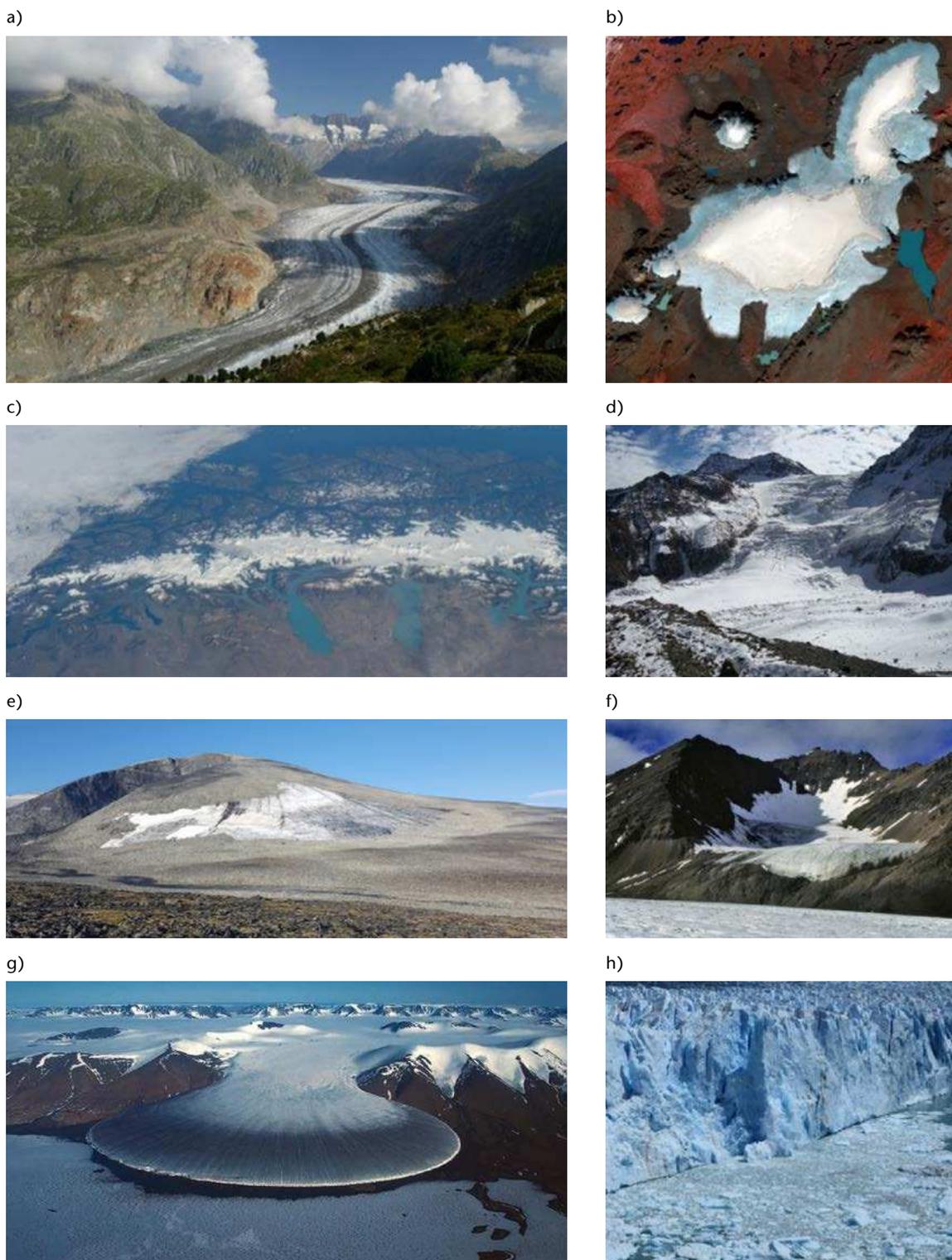


Рисунок 3.1. Различные типы ледников: а) долинный ледник (Большой Аалечский ледник, Швейцария); б) ледяная шапка (Лаунгйёкудль, Исландия); в) ледовое поле (Южно-Патагонское ледовое поле); д) горный ледник (ледник Колахой, Индия); е) пятно льда (Ювфонн, Ютунхеймен, Норвегия); ф) цирковый ледник (безымянный ледник, Шпицберген); г) предгорный ледник (ледник Элефант Фут, северо-восточная Гренландия); х) айсбергообразующий ледник (ледник Перито-Морено, Аргентина).

Источник: а) Маттиас Хасс; б) SENTINEL-2, Европейское космическое агентство (ЕКА); в) Национальное управление по авионавигации и исследованию космического пространства (НАСА) (www.antarcticglaciers.org); д) Торстейнн Торстейнссон; ф) © Glaciers online, М. Хамбри; г) www.wikimapia.org

Выбор горных ледников, расположенных в отдельных цирках или долинах, должен быть направлен на ограничение сложности учета других источников накопления снега, помимо осадков (например лавин с окружающих отвесных скальных стен).

Геометрия. Полевые работы и анализ будет проще вести, если область аккумуляции и область абляции четко определены и имеют несложную форму.

Фронтальная абляция. Если откалывание в озера или океан либо отрыв ледяными лавинами у конца ледника существенно влияют на баланс массы ледника, этот компонент следует учитывать при оценке баланса массы.

Пульсация ледника. Пульсирующие ледники не идеальны для долгосрочных исследований баланса массы из-за интенсивного распределения массы во время пульсации, которая в большинстве случаев изменяет относительное количество льда в зонах аккумуляции и абляции. Это усложняет расчеты баланса массы.

Покрывание обломочным материалом. Вести полевые работы на покрытых обломочным материалом ледниках может быть затруднительно, поскольку обломки породы на поверхности затрудняют установку и обслуживание сетей реек, а также интерпретацию взаимосвязей между ледником и климатом. В горных хребтах, где часто встречаются ледники, покрытые обломками, их следует включать в программы баланса массы, чтобы обеспечить мониторинг репрезентативной выборки ледников.

Поверхность. Ледники с гладкой поверхностью наиболее удобны и безопасны для передвижения и измерений баланса массы. По возможности следует избегать мест с ледниковыми трещинами. С помощью устройства Глобальной системы определения местоположения (ГСОМ) можно установить фиксированные маршруты передвижения по леднику, чтобы избежать движения по районам с ледниковыми трещинами. Это снижает риск несчастных случаев при пересечении заснеженного ледника.

Доступность. Доступ должен быть максимально простым, чтобы облегчить регулярное проведение полевых работ, минимизировать риски и обеспечить возможность быстрого отхода в случае чрезвычайных ситуаций.

Вопросы безопасности. Сотрудники, проводящие измерения на ледниках, должны иметь соответствующую подготовку в области передвижения по ледникам и проведения спасательных операций. Такая подготовка должна включать в себя использование веревок, обвязок, ледобуров и ледорубов, а также общий альпинистский опыт (рис. 3.2). Обучение должно проводиться на регулярной основе, и следует поощрять самоподготовку. Крайне важно обеспечить доступ к документации с описанием оборудования, методов и навыков, необходимых для проведения гляциологических полевых работ (см. пример в приложении). Кроме того, необходимо обеспечить наличие документации о маршрутах доступа к каждому леднику, включенному в программу измерений, и об имеющихся там опасностях (ледниковые трещины, лавины).

Доступность данных. При выборе ледников для долгосрочного мониторинга предпочтение следует отдавать участкам, для которых имеются данные предыдущих измерений (гляциологические и метеорологические переменные, данные дистанционного зондирования).

3.3 КОНТУРЫ И ПЛОЩАДИ ЛЕДНИКОВ

3.3.1 Введение

Тригонометрическая съемка контуров ледников и картирование высоты их поверхности впервые начали проводиться в XIX веке (Bauder et al., 2007). Применение фотограмметрических методов позволило повысить точность контуров высоты поверхности, и в первой половине XX века с помощью аэрофотосъемки на карту были



Рисунок 3.2. Безопасное передвижение по ледникам. Риски передвижения по ледникам можно свести к минимуму с помощью соответствующей подготовки по использованию защитного снаряжения и поддержания знаний о местных условиях. Необходимо использовать веревки, если свежеснежный слой закрывает ледниковые трещины и, возможно, ледниковые мельницы.

Источник: Сольвейг Х. Винсвольд

нанесены многие покрытые ледниками регионы мира (Hattersley-Smith, 1966). Для определения профилей поверхности ледников и ледяных шапок широко применяются барометрические съемки и измерения на основе ГСОМ (Vjörnsson, 1988; Vjörnsson and Pálsson, 2020). В настоящее время для создания ЦММ, которые часто называют цифровыми моделями рельефа (ЦМР) топографии поверхности ледника, регулярно используются данные воздушных и космических радиолокационных систем (РЛС с синтезированной апертурой (РСА) и интерферометрической РСА). Многоспектральные датчики (такие как на спутниках *Pléiades* (Плеяды), *ASTER* (АСТЕР) и *СПОТ*) позволяют картировать поверхность ледников с точностью 0,5—2 м по вертикали (см., например, Berthier et al., 2014), а технология воздушного обнаружения и локализации с помощью источника света (лидар) в настоящее время широко используется для картирования высоты поверхности ледников с вертикальной точностью менее 1 м на сетках с горизонтальным разрешением 5 × 5 м или лучше (Geist et al., 2005; Jóhannesson et al., 2013). В рамках проекта Арктическая ЦМР, осуществляемого правительством США, недавно была создана ЦМР высокого разрешения (2 × 2 м) всего арктического региона (к северу от 60° с.ш.), включая его ледники, ледяные шапки и Гренландский ледяной щит, на основе оптических изображений, полученных со спутников *WorldView*⁴. Планируется создать повторные ЦМР в рамках этого же проекта, который также охватывает остальные ледники мира и Антарктиду.

3.3.2 Создание контуров ледников

Для расчета баланса массы ледника необходимо знать его площадь и, следовательно, контуры. Площадь ледника определяется как пространственное распределение многолетнего льда в определенный момент времени, обычно измеряемое в км² (см. табл. 3.3). Для небольших ледников и ледяных шапок контуры ледников обычно оцифровывают вручную с помощью аэрофотоснимков или спутниковых изображений

⁴ <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/>

(ортофотоснимков) с географической привязкой либо значений интенсивности лидара (см., например, Paul et al., 2002; Fischer et al., 2014; Andreassen et al., 2020; Linsbauer et al., 2021; см. рис. 3.3).

Для более крупных ледников или районов рекомендуется использовать автоматические или полуавтоматические методы на основе оптических датчиков (Paul et al., 2009; Rasoviteanu et al., 2009). Следующее описание основано преимущественно на Raup and Khalsa (2010).

Таблица 3.3. Идентификаторы гипотетического ледника в Европейских Альпах, указанные в четырех кадастрах ледников

Название ледника	Идентификатор ВСМЛ	Идентификатор ВКЛ ^р	Идентификатор ГИМЛК	Идентификатор РКЛ
Буквенно-цифровой; до 60 символов	Числовой код	Буквенно-цифровой; 12 знаков	Буквенно-цифровой; 14 знаков	Буквенно-цифровой; 14 знаков
GLACIER	2222	CH4012506003	G007880E45990N	RGI40-11.02789

Примечание:

а <https://nsidc.org/data/g01130>

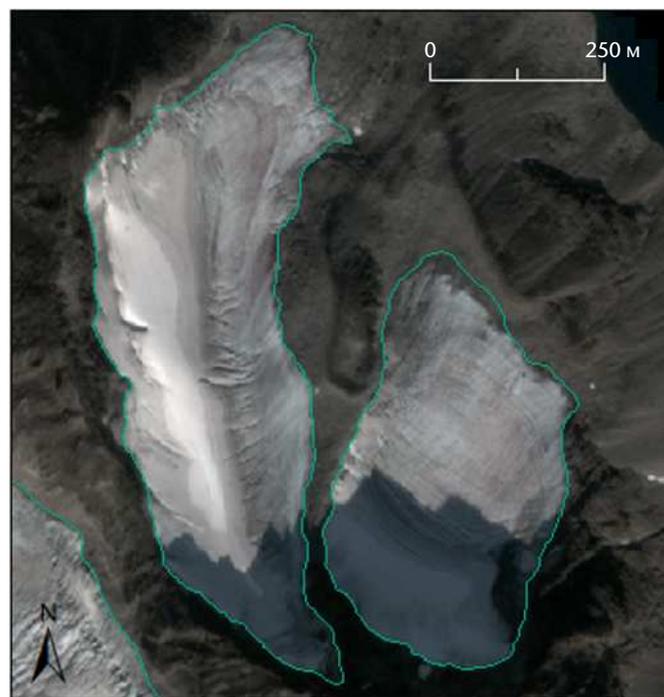


Рисунок 3.3. Контуры ледников могут оцифровываться вручную с ортофотоснимков или выводиться из спутниковых данных в полуавтоматическом режиме. Здесь контуры двух небольших ледников в Ютунхеймене, Южная Норвегия, оцифрованы вручную со снимка Pléiades с разрешением 2 м.

Источник: © Национальный центр космических исследований (Франция) 2019 г., распространение Airbus DS. Рисунок составлен по Andreassen et al. (2022), Journal of Glaciology

Определение. В исследованиях с помощью дистанционного зондирования, направленных на определение контуров отдельных ледников, используется следующее определение ледника:

Ледник или многолетняя снежная масса представляет собой массив льда и снега, который наблюдается в конце сезона таяния или, в случае тропических ледников, после таяния временного снега. Это включает, как минимум, все притоки и соединенные с ними подводные каналы, по которым лед поступает в основной ледник, а также все его части, покрытые обломочным материалом. Все открытые участки земли, включая нунатаки, исключаются. Шельфовый ледник следует рассматривать как отдельную ледяную массу.

Подчеркнем, что ни это определение, ни определение в [разделе 3.1.3](#) не предназначены для использования в каком-либо юридическом контексте.

Идентификатор ледника. Каждому леднику в базах данных ВСМЛ, ВКЛ, ГИМЛК и РКЛ присвоен идентификационный номер (табл. 3.3). Ледники также могут иметь национальный идентификатор или другие виды местных идентификаторов.

Идентификатор ВСМЛ: числовой идентификатор.

Идентификатор ВКЛ: 12-значный уникальный идентификатор ледника, включающий 2-значную политическую единицу, 1-значный код континента, 4-значный код водосбора, 2-значный код свободного местоположения и 3-значный код местного ледника.

Идентификатор ГИМЛК: 14-значный идентификатор вида: *GnnnnnnEmmmmm[N|S]*. Здесь [N|S] означает либо север, либо юг, а *nnnnnn* – десятичную долготу с точностью до трех знаков после запятой в диапазоне [000000,359999]. Число *mmmm*, обозначающее десятичную широту с точностью до трех знаков после запятой, находится в диапазоне [00000,90000]. Рекомендуется выбирать место в верхней части зоны абляции ледника.

Идентификатор РКЛ: 14-значный идентификатор вида *RGlvv-rr.nnnnn*, где *vv* – номер версии, *rr* – номер региона первого порядка, а *nnnnn* – произвольный идентификационный код, уникальный в пределах региона. Как правило, не следует ожидать, что идентификационный код каждого ледника, *nnnnn*, будет одинаковым в разных версиях РКЛ.

Примечание – если ледник зарегистрирован в ВМО, он получит специальный идентификатор станции ИГСНВ (ИСИ).

Инструменты и изображения. Для определения контуров ледников с помощью карт, ортотрансформированных аэрофотоснимков, ЦММ или спутниковых снимков в ручном или полуавтоматическом/автоматическом режиме используются инструменты и программное обеспечение ГИС. К спутниковым платформам, предоставляющим свободный доступ к исходным данным для картографирования ледников, относятся Лэндсат (с 1972 года), АСТЕР (с 1999 года) и Сентинел-2 (с 2015 года). Многие исследователи разработали автоматизированные методы получения контуров ледников (например, Paul et al., 2002), а также методы расчета неопределенности.

Критерии для контуров ледников. С опорой на приведенное выше определение дистанционного зондирования применяются соответствующие критерии, чтобы установить, какие объекты должны входить в состав того или иного ледника.

Контур ледника должен включать следующее:

- Ледяная масса над бергшрудом (у начала ледника)
- Ледники-притоки, впадающие в ледник

- Застойные ледяные массы, находящиеся в контакте с ледником
- Связанные с ледником части, покрытые обломочным материалом

В контур не должны входить отвесные скальные стены, лавины с которых способствуют накоплению снега на леднике, а также участки, покрытые сезонным снегом. Отделенная от ледника ледяная масса может способствовать формированию ледника за счет ледяных лавин, и аналитик должен принять решение о том, считать ли ее частью ледника или нет (Raup and Khalsa, 2010).

Ледяная шапка или ледяное поле могут включать несколько различных бассейнов движения льда, образующих непрерывную ледяную массу, но не обменивающихся льдом между собой. Такая ледяная масса может рассматриваться как один объект или несколько объектов, если можно определить границы, разделяющие различные бассейны.

При картировании контуров многих ледников трудноразрешимой проблемой является присутствие по краям ледника сезонного снега, что связано с аккумуляцией или отложением сдутого снега (снежных наносов) или лавинного снега и неполным истощением снежного покрова к моменту получения снимков. Таким образом, для картирования ледников с такими периферийными снежниками следует использовать снимки, сделанные в конце периода абляции (или сухого периода), и отделять их от основного ледника (но идентифицировать), если их невозможно избежать.

ГИМЛК различает *шельфовые ледники* — лед, плавающий в океанской воде ниже линии налегания двух или более ледников, и *языки льда* — плавучий лед, отходящий от одного ледника. Шельфовые ледники считаются отдельными объектами, а языки льда включаются в состав ледника, к которому они прикреплены.

Многоугольники, сегменты и атрибуты категорий (см. Raup and Khalsa, 2010).

Контур ледника имеет форму многоугольника, обозначающего границы всего ледника. Внутренние особенности ледников, такие как нунатаки, исключаются с помощью многоугольных «вырезов» или путем создания контуров вокруг них и их отдельной маркировки. Также можно включить снеговые линии⁵, линии тока и ледниковые озера.

В ГИМЛК один и тот же идентификатор ледника ГИМЛК присваивается всем многоугольникам и сегментам, связанным с конкретным ледником, то есть контурам ледника, осевым линиям и внутренним контурам пород.

Минимальный размер ледника. Доступные сегодня спутниковые датчики и ортофотоснимки позволяют наносить на карту очень маленькие ледники (Fischer et al., 2014). Минимальный размер, который может быть изучен, зависит от используемого датчика (разрешение изображения), качества снимков (истощение снежного покрова) и цели исследования. В Paul et al. (2016) в качестве минимальной площади ледника рекомендуется принимать 0,01 км² при использовании спутниковых датчиков, работающих с пространственным разрешением 15—30 м. Leigh et al. (2019) отмечают, что минимальный порог может быть ниже, если для картирования используются снимки высокого разрешения (<1 м). Однако ледяные массы площадью менее 0,01 км² могут быть не (текущими) ледниками, а пятнами льда (см. рис. 3.1. е)) и могут помечаться в таблице атрибутов соответствующим образом.

Неопределенность. База данных ледников ГИМЛК позволяет назначить два значения неопределенности для каждого контура ледника: i) глобальную и ii) локальную неопределенность (Paul et al., 2009). Если i) можно получить из метаданных используемого (спутникового) снимка, то ii) зависит от характеристик ледника и снимка.

Неопределенность при изображении контуров выше для ледников, покрытых обломочным материалом или находящихся в тени, а также для ледоразделов в плоских

⁵ Снеговая линия на леднике определяется как линия, отделяющая снег от льда или фирна в любой момент времени t (Cogley et al., 2011).

областях аккумуляции. В качестве первого шага рекомендуется применять фиксированное значение точности (например, размером в один или два пикселя изображения) для всех ледников, а затем улучшать его по мере возможности (Paul et al., 2009).

В одном из исследований, в котором сравнивались площади ледников, полученные вручную разными аналитиками, было обнаружено, что относительные различия в площади достигают 3—6 % (Paul et al., 2013). Сравнивая результаты ручного и автоматического создания контуров ледников, некоторые авторы (например, Paul et al., 2013; Andreassen et al., 2022) выявили хорошую согласованность между двумя методами (разница, как правило, находится в диапазоне 1—5 %). Автоматический анализ позволяет лучше выявить самые маленькие ледники и учесть все выходы обнаженной скальной породы, которые аналитики, проводящие работу вручную, обычно упускают или не замечают. С другой стороны, может потребоваться ручная корректировка автоматических классификаций, чтобы правильно установить очертания ледников, покрытых обломочным материалом или находящихся в тени, а также удалить ошибочно классифицированные водные объекты, снежные поля, морской лед или лед на водной поверхности.

Выбор изображения. По возможности рекомендуется анализировать снимки за разные годы, чтобы отделить сезонный снег от многолетнего снега или ледников и выбрать наилучшие снимки. В тех случаях, когда ледники не видны из-за локальных облаков, теней или отсутствия данных (например, полосы на снимках Лэндсат 7, полученных после мая 2000 года), также можно добавить недостающие части из других изображений, возможно, полученных в худших условиях.

3.4 ТОЛЩИНА И ОБЪЕМ ЛЕДНИКОВ

3.4.1 Радиозондирование для определения толщины ледника

Данные о балансе массы в основном отражают изменения объема ледников и ледяных шапок, поэтому желательно одновременно определять общий объем изучаемого ледника. Для точного определения объемов ледников необходимо измерить площадь их поверхности и определить их толщину методом радиозондирования с помощью оборудования, буксируемого транспортными средствами (Björnsson and Pálsson, 2020), портативных систем (например, Mingo and Flowers, 2010) или воздушных приборов (Lindbäck et al., 2018). Для отслеживания внутренних отражателей в ледниках, изучения характера границы между ледниками и ложами и обнаружения подледниковых и внутрiledниковых водоемов также можно использовать радарные системы (Plewes and Hubbard, 2001; Magnússon et al., 2021a).

Техника радиозондирования во льду основана на передаче и обнаружении электромагнитных волн на частотах от 1 до 1000 МГц. Частоты в диапазоне 2—10 МГц подходят для зондирования в умеренном льду, в то время как более высокие частоты применяются в холодном (полярном) льду. Распространение радиолокационного сигнала зависит от относительной электропроницаемости (ϵ) и электропроводности (σ) льда (Plewes and Hubbard, 2001). На оба параметра влияет наличие воды и примесей. На проницаемость также может влиять анизотропия льда и изменение температуры льда.

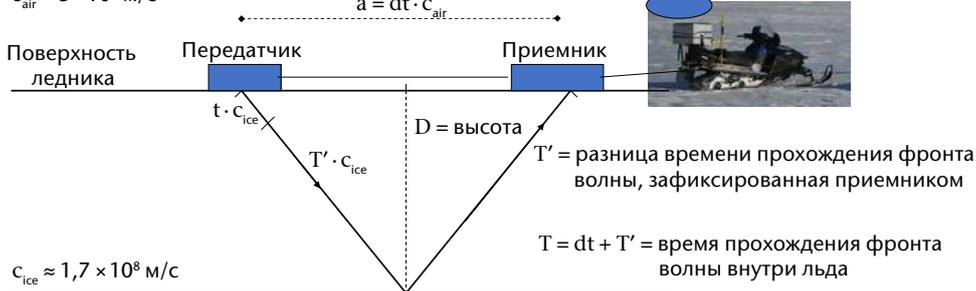
Схема типичного эксперимента по радиозондированию для использования на льду умеренной зоны показана на рисунке 3.4. Снегоход или другое транспортное средство буксирует двое саней, соединенных тросом. На одних санях размещается передатчик, на других — приемник, и на обоих санях устанавливаются антенны. Простейший тип антенны, диполь, показан на рисунке 3.5. Переменный электрический ток в диполе генерирует передаваемую электромагнитную волну, которая отражается от подстилающей породы (или от элементов внутри льда). Приемник обнаруживает как отраженную волну, так и прямую, передаваемую вдоль поверхности.

Радиоэхозондирование

Метод наблюдения

$$c_{\text{air}} = 3 \times 10^8 \text{ м/с}$$

Дифференциальная ГСМ



Поверхность ледника

Ложе ледника

Расчетная толщина

$$D = ((T \cdot c_{\text{ice}} / 2)^2 - (a/2)^2)^{1/2}$$

Высота ложа над уровнем моря

$$Z_b = Z_{\text{DGPS}} - D$$



Рисунок 3.4. Система радиоэхозондирования состоит из двух основных компонентов: 1) передатчик и 2) приемник. Передатчик посылает короткий импульс радиоволн определенной частоты. Приемник улавливает радиоволны от передатчика и волны, отраженные от близлежащих поверхностей. Приемник регистрирует время между приходом переданной волны и всех отраженных волн, а также силу волн (измеряется как напряжение переменного тока).

Источник: рисунок адаптирован из: Эйольфур Магнуссон, Университет Исландии

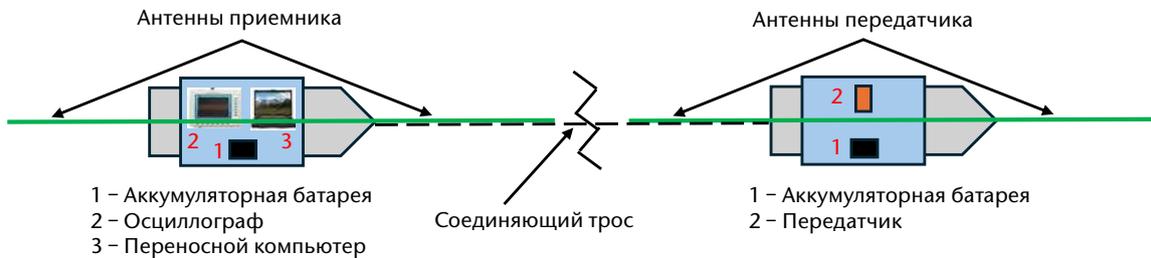


Рисунок 3.5. Полевая установка системы радиоэхозондирования. На передних санях размещается передатчик с антеннами. На задних санях размещаются приемник и компьютер для регистрации данных. Сани соединены тросом, и во время измерения между ними поддерживается постоянное расстояние. Для систем, используемых на ледниках умеренной зоны, длина антенны обычно составляет 10 м. На ледниках, куда нельзя добраться на моторизованном транспорте, сани можно тянуть вручную. Также можно буксировать двое саней рядом, соблюдая определенное минимальное расстояние, которое зависит от конфигурации системы.

Для простейшего случая точечных измерений со стационарными приемником и передатчиком, расположенными практически в одной точке на поверхности ледника, и при допущении, что отражение от ложа происходит непосредственно под антеннами:

$$D = 0,5 \cdot v_{ice} \cdot t \quad (3.1)$$

где D — толщина льда, v_{ice} — скорость электромагнитной волны во льду, а t — время прохождения в обе стороны между поверхностью и ложем.

В более общем случае волна проходит между передатчиком и приемником, как показано на рисунке 3.4. В этом случае вертикальная глубина определяется следующим образом:

$$D = \left[(v_{ice} \cdot t/2)^2 - (\alpha/2)^2 \right]^{1/2} \quad (3.2)$$

где t – время прохождения отраженной от ложа волны между передатчиком и приемником, а α – расстояние по поверхности между передатчиком и приемником. Дополнительные объяснения приводятся на рис. 3.4.

На санях для приемника и/или на снегоходе размещается дифференциальный приемник ГНСС, которую часто называют Глобальной системой определения местоположения (ГСОМ), регистрирующий положение профилей зондирования, что позволяет в любой момент точно определять местоположение средней точки между передатчиком и приемником.

Полевые операции. Если предполагается создать карту топографии подстилающей породы под ледником или ледяной шапкой с высоким разрешением, потребуется проложить достаточно плотную сетку профилей. Расстояние между профилями по горизонтали обычно составляет 1 км, но для ледников площадью менее ~100 км² желательно использовать более густые сети. Для достижения максимального разрешения во время зондирования сигналы должны записываться на расстоянии менее четверти длины волны друг от друга. *Сигнал* – это запись отклика на одиночный импульс электромагнитной энергии, идущий от передатчика к подстилающей породе и обратно к приемнику. Например, система радиоэхозондирования на частоте 5 МГц образует волны длиной $\lambda = c/f = 1,69 \cdot 10^8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} / 5 \cdot 10^6 \text{ с}^{-1} = 34 \text{ м}$, поэтому в этом случае сигналы следует записывать на расстоянии менее 8,5 м друг от друга. Для точного определения толщины ледника необходимо знать топографию его поверхности. Это обеспечивается путем профилирования с помощью дифференциальной ГНСС одновременно с эхозондированием. Поскольку в разных ледниках электромагнитные волны имеют разную скорость из-за разного температурного режима, содержания влаги, концентраций обломков и примесей, а также анизотропии, рекомендуется откалибровать толщину, определенную с помощью радиоэхозондирования, по другим данным (предпочтительно путем прямого измерения в скважине), определив таким образом скорость электромагнитных волн для исследуемого ледника. При проведении радиоэхозондирования в зонах аккумуляции ледников и ледяных шапок следует применять поправку, обусловленную более высокой скоростью распространения электромагнитных волн в снеге и фирне, покрывающих ледниковый лед. В таблице 3.4 приводятся основные данные, относящиеся к радиоэхозондированию на ледниках.

Обработка данных. Графическое изображение данных радиоэхозондирования включает в себя построение графика времени прохождения (ось y) для каждого сигнала и положения на профиле зондирования (ось x).

Следующие этапы обработки данных были адаптированы по рекомендациям, опубликованным на сайте <https://www.stolaf.edu/other/cegsic/background/>:

- i) организация и очистка полевых данных. Для этого необходимо сориентировать профили в одном направлении и присвоить каждому сигналу координаты поверхности;
- ii) выполнение статических и высотных поправок;

Таблица 3.4. Технические характеристики систем радиоэхозондирования полярных и умеренных ледников и ледяных шапок

<i>Техническая характеристика</i>	<i>Холодный лед</i>	<i>Умеренный лед</i>
Скорость электромагнитных волн во льду	1,53—1,72 × 10 ⁸ м/с	1,69 × 10 ⁸ м/с
Диапазон частот	30—800 МГц	2—10 МГц
Диапазон длин волн	0,2—5,7 м	17—85 м
Длина дипольной антенны	0,2—1,6 м	5—20 м
Пиковая мощность	500—3000 Вт	1 250—8 000 Вт
Полоса пропускания	1—40 МГц	0,1—10 МГц
Максимальная толщина льда	4 800 м	1500 м
Вертикальное разрешение	2,5—60 м	<10 м
Точность определения положения на поверхности	< 1 м	< 1 м

Источник: Plewes and Hubbard (2001), таблица 3; Björnsson and Pálsson (2020)

- iii) полосовая фильтрация данных для устранения низкочастотных и высокочастотных шумов;
- iv) проход вдоль пути (в двух измерениях). Приемник может регистрировать эхосигналы, возникающие не непосредственно под системой радиоэхозондирования, поэтому данные необходимо корректировать для более точного определения положения отражателей;
- v) интерпретация и построение графика поверхности ложа.

3.4.2 Определение рельефа подстилающей породы и объема ледника

Первый двумерный (2D) проход выполняется по преобладающему рельефу. На долинном леднике преобладающим рельефом обычно является сама долина, поэтому профили следует записывать в поперечном леднику направлении (Welch et al., 1998). На ледяной шапке со сложным рельефом подстилающей породы направление прокладки профилей следует определять исходя из уже имеющейся информации или выводов относительно подледниковых ландшафтов (Magnússon et al., 2021b). Двумерный проход предполагает, что 1) все отражающие поверхности расположены вдоль профилей (то есть не регистрируются отражения от поверхностей по обе стороны от профиля) и 2) все видимые уклоны отражателей, используемых при проходе, направлены в сторону профиля (Welch et al., 1998). Эти предпосылки выполняются редко, поэтому для определения сложного рельефа подстилающей породы необходима трехмерная съемка (3D). Это достигается путем записи близко расположенных профилей радиоэхозондирования и использования полностью трехмерных процедур проходов для учета отражений от любого места. Также можно применять двухступенчатый двумерный проход (Claerbout, 1985; Yilmaz, 1987). В целевых исследованиях на леднике Уортингтона, Аляска (Welch et al., 1998), и на ледниковой шапке Мюрдальсйёкюдль, Исландия (Magnússon et al., 2021b), расстояние между профилями составляло 20 м.

Для перевода времени прохождения отражений сигнала в обе стороны в высоту используется соответствующая скорость распространения ЭМ-волн во льду (таблица 3.4). Затем отражающие элементы подстилающей породы оцифровываются для создания карты ложа ледника. Отражающую границу можно экспортировать в виде списка координат (x,y,z) в соответствующей географической системе координат. Следует оценить статистику перекрестных точек и пересмотреть данные в случае выявления несоответствия высот более 5 м.

Конечным продуктом является ЦМР подстилающей породы, полученная с помощью интерполяции данных радиоэхозондирования методом кригинга. Часто полученную ЦМР требуется проверить вручную, чтобы восполнить пробелы в данных и уменьшить артефакты, связанные с недостатками миграции двумерных данных радиоэхозондирования или с интерполяцией кригинга. Разрешение конечной ЦМР поверхности ложа зависит от расстояния между профилями.

Карта с изображением толщины ледника может быть рассчитана путем дифференцирования ЦМР поверхности ледника и его ложа. Результаты следует сравнить с глубинами, измеренными в скважинах, доходящих до ложа, если на леднике проводилось бурение. Общий объем ледника или ледяной шапки на момент съемки получается путем суммирования по всей площади ЦМР.

3.4.3 Погрешность и неопределенности измерений

Погрешность измерений толщины ледника с помощью импульсных радарных систем обусловлена i) погрешностью в измерении толщины в данной точке, и ii) погрешностью при определении толщины, связанной с неопределенностью горизонтального расположения (Lapazaran et al., 2016).

Погрешность, обусловленная первой причиной (измерение толщины в точке), зависит от погрешности в скорости распространения радиоволн, а также от погрешности, связанной с определением отражения от ложа и, следовательно, временем прохождения в обе стороны. Скорость распространения радиоволн в снеге и фирне выше, чем во льду, и поэтому усредненная по высоте скорость распространения радиоволн различается в зонах аккумуляции и абляции из-за изменения толщины, плотности, содержания воды и воздуха в снеге/фирне. Однако на практике принято использовать постоянное значение скорости (таблица 3.4), а погрешность обычно принимается равной 1—5 % (Lapazaran et al., 2016). Ошибки в определении времени прохождения сигнала в обе стороны могут быть связаны со сложностями при выборе правильного отражающего элемента ложа из нескольких возможных или с неправильной интерпретацией внутреннего слоя (например, слоев пепла) во льду как подстилающей породы. Кроме того, рассеяние от подледниковых или внутрiledниковых водоемов или водных включений может препятствовать правильному отражению от ложа, что вносит погрешность в определение толщины. Помимо этого, при радиоэхозондировании долинных ледников отражения от склонов долины (внеплоскостные отражения) могут создавать проблемы при определении времени прохождения сигнала. Сравнение высот, определенных в точках пересечения двух или более профилей зондирования, помогает проверить согласованность данных и выявить ошибки.

Погрешность при определении горизонтального расположения составляет порядка нескольких сантиметров, если позиционирование осуществляется с помощью дифференциальной ГСOM, поэтому ошибка, возникающая по этой причине (погрешность позиционирования), может считаться пренебрежимо малой. Однако это верно только в случае сохранения фиксированного расстояния между средней точкой между передатчиком и приемником и дифференциальной ГСOM на буксирующем транспортном средстве. Для конфигурации, показанной на рисунке 3.4 (см. Magnússon et al., 2021b), точность горизонтального положения средней точки оценивается в <3 м.

Погрешность при определении объема ледника по данным радиоэхозондирования обусловлена вышеупомянутыми ошибками и неопределенностью при определении границы ледника и, следовательно, его площади (Martín-Español et al., 2016). Ошибки при определении границ могут быть связаны с наличием обломочного материала или снежников, а также с неопределенностью при установлении точного положения ледоразделов и фронтов откалывания. Однако больше всего неопределенность при расчете объема льда по измерениям толщины льда зависит от охвата профилей и, следовательно, от пространственной экстраполяции толщины льда на все ледяное тело. Ввиду того что толщина ледникового льда часто неоднородна, а по соображениям доступности и других логистических ограничений можно провести только некоторое

количество прямых измерений, экстраполяция может давать значительную неопределенность в общей оценке объема льда (см., например, Andreassen et al., 2015; Grab et al., 2021).

3.4.4 **Компиляция измерений толщины льда в глобальном масштабе**

В 2014 году ВСМЛ при поддержке МАКН запустила международную Базу данных по толщине ледников (GlaThiDa), чтобы внести вклад в оценку общего объема ледников мира (Gärtner-Roer et al., 2014). В первой версии основное внимание уделялось сбору оценок средней и максимальной толщины ледников по данным, опубликованным в литературе. Версии 2 и 3 содержат дополнительные данные об измерениях толщины ледников на всех континентах, предоставленные в ответ на запросы данных (Welty et al., 2020). Предоставленные данные получены с помощью измерений в скважинах, сейсмических зондирований, радарных измерений и других геофизических исследований. Архивные версии GlaThiDa доступны в ВСМЛ (<https://gitlab.com/wgms/glathida>). Ученым рекомендуется готовить свои окончательные данные о толщине льда в точке, используя те же поля атрибутов, что и в GlaThiDa, чтобы упростить представление данных для последующих версий GlaThiDa.

Данные о толщине льда полезны для калибровки и валидации моделей толщины льда (см., например, Ramsankaran et al., 2018; Helfricht et al., 2019; Zorzut et al., 2020). Такие модели, основанные на локальных наблюдениях за толщиной ледника, сегодня незаменимы для получения однородных наборов данных для крупномасштабных исследований динамики ледников и водных ресурсов (например, Lutz et al., 2014; Hock et al., 2019). Рабочая группа МАКН по оценке толщины льда (2014—2019 годы) провела эксперименты по взаимному сравнению в области моделирования толщины льда при валидации данными о толщине льда (Farinotti et al., 2017) и представила оценку распределения толщины льда для всех ледников мира (Farinotti et al., 2019).

3.5 **ИЗМЕРЕНИЯ КОЛЕБАНИЙ И ДЛИНЫ ФРОНТА ЛЕДНИКОВ**

3.5.1 **Справочная информация**

Мониторинг ледников уже давно включает измерения изменений положения фронта ледников, и многие записи впервые появились в конце XIX – начале XX века (Forel, 1895; Rekstad, 1902; Eythórsson, 1949). Такие колебания фронта желательнее измерять в направлении, представляющем центральную линию тока вдоль ледника. Тогда они будут отражать изменения длины ледника вдоль заданной линии тока или центральной линии. В связи с этим, записи о положении фронта принято называть записями об изменении длины (см., например, Purdie et al., 2014; Zemp et al., 2015; WGMS, 2019). Колебания длины ледников являются естественными индикаторами изменений климата в прошлом (см., например, Leclercq et al., 2014), и их можно использовать для извлечения климатического сигнала (Oerlemans, 2005). Измерения положения и длины фронта ледника считаются ключевой переменной в стратегиях глобального мониторинга ледников (см., например, Gärtner-Roer and Bast 2019). Ряды изменений длины были реконструированы за несколько столетий с помощью рисунков, картин и фотографий (Nussbaumer et al., 2011). Для ограничения изменений длины ледника также можно использовать исторические карты и положение конечных морен (см., например, Weber et al., 2019; Hannesdóttir et al., 2020). Мониторинг нескольких ледников в одном районе удобно применять для отфильтровывания влияния различной динамики и геометрии ледников, а также местных метеорологических условий. Колебания фронта ледника и изменение его длины также можно получить на основе аэрофотоснимков с привязкой к местности (ортофотоснимков) или спутниковых данных. Все большее число высокочувствительных спутниковых датчиков с высоким пространственным и временным разрешением, таких как Sentinel-2 (10 м) или Pléiades (0,5—2 м), позволяет измерять все

ледники в определенном регионе. Однако главным элементом для понимания флуктуаций ледников в прошлом и для сохранения методологической последовательности по-прежнему являются классические данные о колебаниях фронта *in situ*.

3.5.2 Измерения колебания фронта – полевые данные

Колебания фронта (в метрах) определяются на основе ежегодных или многолетних измерений расстояния между концом ледника и фиксированными реперными точками, такими как пирамиды камней, окрашенные камни или шлямбурные скальные крюки (рис. 3.6). Расстояния предпочтительно измерять в направлении линии тока (или параллельно ей) и под прямым углом к периметру ледника. Измерительная линия задается в виде фиксированного направления (с помощью аналогового или цифрового компаса) или отмечается на местности с помощью стрелок, краски или дополнительных пирамид камней. Измеряется одна или несколько точек вдоль фронта ледника, а наблюдения обычно проводятся ежегодно в конце сезона абляции. Традиционно расстояние измеряется с помощью рулетки с точностью в пределах 2 м; а в настоящее время часто используется лазерный (электронный) дальномер, обеспечивающий точность измерения в пределах 1 м. Для регистрации положения отдельной точки на фронте ледника или даже всего фронта с точным позиционированием (<10 см) также можно использовать измерения с помощью дифференциальной ГНСС. Однако делать это следует только в том случае, если идти пешком вдоль конца ледника безопасно и удобно. Для получения ортоизображений с целью картирования контуров ледников также можно задействовать БПЛА (беспилотные летательные аппараты).

Точность измерений положения фронта зависит от его доступности, а она может стать ограниченной из-за его продвижения или отступления. В целом, ледники имеют разное время отклика из-за разного уклона, длины и градиентов баланса массы (см., например, Zekollari et al., 2020). Отступление ледника также может значительно усиливаться при откалывании ледника в предледниковое озеро, и подобные ситуации усложняют измерения положения фронта.

Иногда измерения положения фронта ледника приходится прекращать, если из-за изменения конца ледника становится невозможно проводить точные измерения. Это произошло на нескольких ледниках в Норвегии, Исландии и Швейцарии (см., например, Andreassen et al., 2020; Sigurðsson, 1998). Фронт ледника может, к примеру, отступить в труднодоступную или небезопасную местность (например, из-за зыбучих песков или отступления вверх по очень крутому склону) или точное определение границы ледника может быть затруднено из-за покрытия обломками.

Для продления записей колебания фронта, восполнения пробелов в данных и обеспечения однородности/калибровки рядов можно использовать наблюдения с карт и ортофотоснимков (см., например, Andreassen et al., 2020; GLAMOS, 2020; Kurzböck et al., 2021). Для определения изменений длины ледника можно использовать контуры ледника с исторических карт и ортофотоснимков наряду с автоматически сгенерированными линиями тока. Нередко такие линии тока необходимо модифицировать в связи с появлением нунатаков или изменением формы конца (рис. 3.6).

3.5.3 Предоставление отчетности о колебаниях фронта и изменении длины

ВСМЛ собирает данные измерений колебания и длины фронта и публикует их в выпусках Глобального бюллетеня изменений ледников (Global Glacier Change Bulletin) (см., например, WGMS, 2021). Также с помощью стандартных форм можно представить информацию о реконструированных колебаниях фронта ледника (Zemp et al., 2011). Подробные сведения о представлении данных приводятся в Описании атрибутов ВСМЛ (WGMS Attribute Description, 2019). На рисунке 3.7 показаны колебания фронта семи ледников на пяти континентах в виде кумулятивных изменений длины. Периоды ведения записей варьируются от 65 до 140 лет.

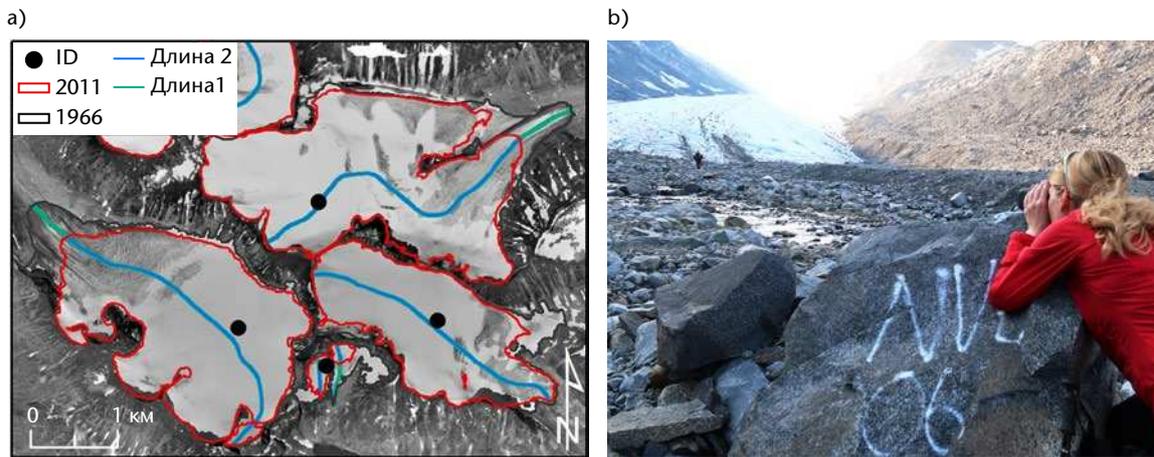


Рисунок 3.6. а) Измерение положения фронта Хелльстугубреена в Норвегии. Валун с надписью как ориентир. б) Оцифрованные контуры ледника Ютунхеймен, Норвегия. Контуры получены по ортофотоснимкам 1966 и 2011 годов. Фоном служит ортофотоснимок 1966 года. Длина1 и длина2 — это линии тока, используемые для расчета изменения длины по картам. Идентификаторы ледников получены из кадастра Норвегии.

Источник: а) Йостейн Аасен. б) Рисунок из Andreassen et al. (2020); воспроизведено с разрешения журнала Journal of Glaciology

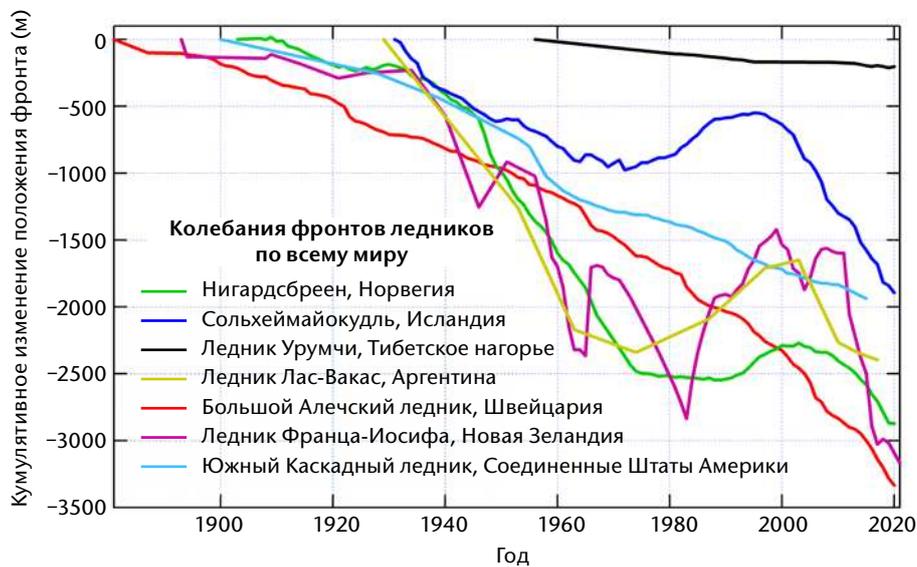


Рисунок 3.7. Наблюдаемое кумулятивное изменение длины с начала измерений колебаний фронта на следующих ледниках: Большой Алечский ледник (начало в 1881 г.), ледник Франца-Иосифа (1894 г.), Южный Каскадный ледник (1900 г.), Нигардсбреен (1907 г.), Лас-Вакас (1929 г.), Сольхеймайокудль (1932 г.) и Урумчи (1956 г.). Все фронты ледников отступают, но в некоторых случаях отступление прерывается продвижением вперед из-за периодов похолодания, увеличения количества осадков или пульсации.

Источник: Данные ВСМЛ (WGMS, 2021) с обновлениями

3.5.4 Другие источники данных об изменении длины

Помимо ортофотоснимков, полученных с помощью аэрофотосъемки, для выявления колебаний фронта и изменения длины можно использовать спутниковые данные. Изменения длины в этом случае обычно рассчитываются вдоль одной или нескольких линий тока, которые могут оцифровываться вручную или генерироваться автоматически (см., например, Kienholz et al., 2014; Maussion et al., 2020). Сложность методов с использованием линий тока заключается в том, что изменения могут быть неравномерными вдоль выхода ледника и результаты будут отличаться в зависимости от положения линий тока. При так называемом «методе рамки» вдоль выхода ледника определяется рамка, основание которой располагается перпендикулярно центральной линии ледника (Moon and Joughin, 2008; McNabb and Hock, 2014). Благодаря быстрому развитию дистанционного зондирования и машинного обучения появляются новые методы оценки изменений на всей площади выхода ледника, в частности для ледников, выходящих в море (см., например, Zhang et al., 2021).

В нескольких исследованиях были проанализированы данные об изменении длины на основе данных, полученных из разновременных спутниковых кадастров (например, Fischer et al., 2014, Winsvold et al., 2014, Paul et al., 2020). Предыдущие исследования показали, что данные Лэндсат с разрешением 30 м хорошо согласуются с полевыми данными, за исключением языков ледников, находящихся в отбрасываемой тени (Paul et al., 2011). Однако в отличие от полевых наблюдений разрешение оптических спутников, таких как АСТЕР и Лэндсат, равное 15—30 м, не позволяет получить точный годовой сигнал. С учетом быстрого отступления многих ледников в течение XXI века новые усовершенствованные спутниковые датчики с более высоким пространственным разрешением нередко позволяют определять изменения длины ледников от года к году. Будущие датчики с более высоким разрешением и бесплатной съемкой позволяют проводить более частые и точные измерения изменения длины ледников с помощью спутниковых данных.

3.5.5 Неопределенность

Неопределенности при измерениях колебаний и изменения длины фронта связаны с точностью самого измерения и репрезентативностью точек или линий, используемых для измерений. Точность полевых измерений колебаний фронта составляет до 1 м при использовании лазерного дальномера и до 10 см при использовании дифференциальной ГНСС. Для других источников данных об изменении длины точность будет зависеть от пространственного разрешения снимка или датчика и точности географической привязки. Если ледник имеет неровный выход, то результаты измерений могут сильно различаться как в случае полевых данных, так и данных дистанционного зондирования, в зависимости от выбранной линии прямой видимости или линии тока. Ряды колебаний фронта необходимо регулярно гомогенизировать и при необходимости перекалибровывать с использованием ортофотоснимков и карт.

3.6 ТЕРМИНОЛОГИЯ БАЛАНСА МАССЫ И СИСТЕМЫ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОТЧЕТНОСТИ

Стандартизированные системы терминологии баланса массы были описаны в “Mass-Balance Terms” («Термины баланса массы») (1969), Müller et al. (1970), Mayo et al. (1972) и Østrem and Brugman (1991). Определения ключевых терминов приводятся в разделе 3.6.1 ниже, на основе определений, обобщенных по более ранней работе Когли и др. (Cogley et al. 2011). Обратите внимание, что определения ключевых переменных, включенных в систему ВМО-ИГСНВ, уже были приведены в [разделе 3.1.5](#). Наиболее важные системы для представления отчетности о балансе массы описаны в [разделе 3.6.2](#).

3.6.1 Терминология баланса массы

Аккумуляция (с). Включает все процессы, увеличивающие массу ледника (рис. 3.8). Главным процессом аккумуляции является снегопад. Аккумуляция включает также отложение инея, переохлажденный дождь, другие виды твердых осадков помимо снега, переносимый ветром снег, сход лавин и базальную аккумуляцию (часто под плавучим льдом). Кроме того, внутренняя аккумуляция может происходить за счет повторного замерзания талой воды внутри снегозапаса.

Абляция (а). Включает все процессы, которые удаляют массу из ледника (рис. 3.8). Основными процессами являются таяние и откалывание, но на некоторых ледниках значительную роль играют сублимация, потеря снега при ветровом переносе и сход лавин. Абляция обычно не включает базальное или внутреннее таяние, если не указано иное.

Область аккумуляции. Часть ледника или ледяной шапки, где величина аккумуляции превышает величину абляции, то есть, где кумулятивный баланс массы по отношению к началу года положителен с точки зрения баланса массы (рис. 3.8 и 3.9). Указания на область аккумуляции обозначают ее размер в конце масс-балансового года. От года к году размер области аккумуляции может сильно варьироваться. Термин «зона аккумуляции» имеет то же значение.

Область абляции. Часть ледника или ледяной шапки, где величина абляции превышает величину аккумуляции, то есть, где кумулятивный баланс массы по отношению к началу года отрицателен с точки зрения баланса массы (рис. 3.8 и 3.9). Указания на область абляции обозначают ее размер в конце масс-балансового года. От года к году размер области абляции может сильно варьироваться. Термин «зона абляции» имеет то же значение.

Линия равновесия. Граница, отделяющая область аккумуляции от области абляции (рис. 3.8 и 3.9). На линии равновесия в конце масс-балансового года поверхностный баланс массы равен нулю.

Высота линии равновесия (ВЛР). Пространственно-усредненная высота линии равновесия.

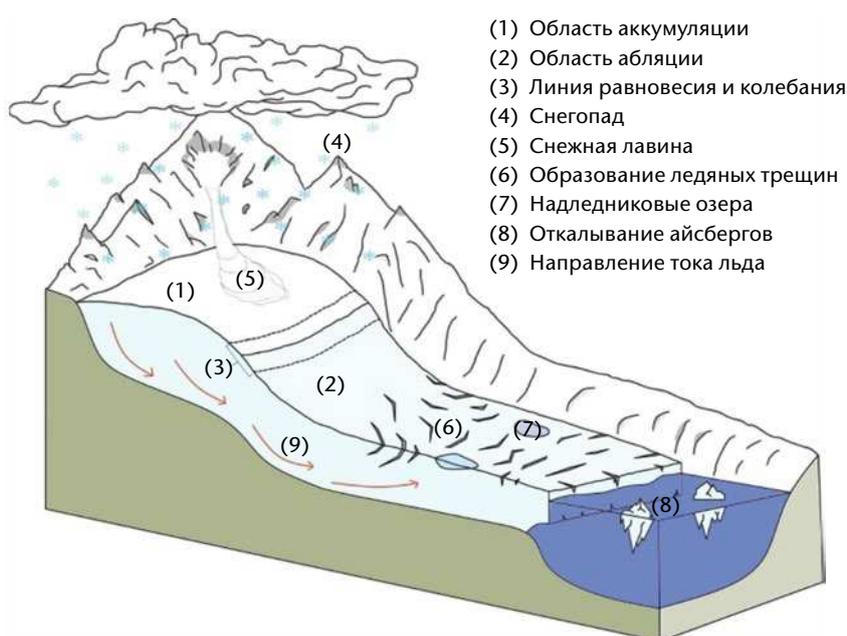


Рисунок 3.8. Схематическое изображение зон ледника, линии равновесия и основных механизмов набора и потери массы



Рисунок 3.9. Снимок SENTINEL-2 ледяной шапки ледника Хофсйокудль площадью 810 км², Исландия, сделанный в конце лета 2019 года. В области абляции зимний снежный покров постепенно таял в течение лета, обнажая под собой ледниковый лед. Снеговая линия определяет нижнюю границу области, покрытой снегом в любое время. В приведенном здесь случае линия равновесия совпадает с положением снеговой линии в конце сезона таяния. Ее высота (ВЛР) зависит от климатических условий. Диапазон высот Хофсйокудля: 650—1790 м, ВЛР = 1300 ± 200 м.

Источник: ЕКА (данные спутников серии Sentinel программы «Коперник» за 2019 год)

Коэффициент области накопления (КОН). Отношение площади области аккумуляции к площади ледника (ледяной шапки), часто выраженное в процентах.

Сезон аккумуляции. Промежуток времени от сезонного минимума массы ледника до сезонного максимума (рис. 3.10). Сезон аккумуляции совпадает с зимним сезоном на большинстве ледников, которые относятся к зимнему типу аккумуляции. К особым случаям относятся ледники с летним типом аккумуляции и круглогодичной абляцией, а также ледники, имеющие более одного сезона аккумуляции в течение года.

Сезон абляции. Промежуток времени от сезонного минимума массы ледника до сезонного максимума (рис. 3.10). Сезон абляции совпадает с летним сезоном на большинстве ледников, которые относятся к зимнему типу аккумуляции. К особым случаям относятся ледники с летним типом аккумуляции и круглогодичной абляцией, а также ледники, имеющие более одного сезона абляции в течение года.

Зимний баланс (массы) в точке (bw). Представляет собой снегонакопление, которое останется в конце зимы, но не общее накопление, поскольку часть снега может быть удалена в результате сублимации, испарения, ветровой эрозии и таяния.

Летний баланс (массы) в точке (bs). Представляет собой потерю массы в период между весенними и осенними наблюдениями, складывающуюся из i) таяния снега и ледникового льда в зоне абляции и ii) потери массы из зимнего слоя в зоне аккумуляции. Для ледников, выходящих в океан или в предледниковые озера, *откалывание* представляет собой компонент абляции, состоящий из откалывания льда от края ледника в озеро или морскую воду с образованием айсбергов или на сушу в случае сухого откалывания.

Годовой баланс массы точки (ba). Изменение баланса в течение одного масс-балансового года, которое может быть выражено как алгебраическая сумма зимнего баланса и летнего баланса:

$$b_a = b_w + b_s \tag{3.3}$$

Годовой баланс массы может быть положительным или отрицательным в зависимости от условий конкретного балансового года. Все значения приводятся в метрах водного эквивалента (м в.э.).

Для обозначения баланса массы всей площади ледника или ледяной шапки (или конкретного бассейна движения льда) используются заглавные буквы:

B_w = зимний баланс

B_s = летний баланс

B_a (или B_n) = годовой баланс (или чистый баланс)

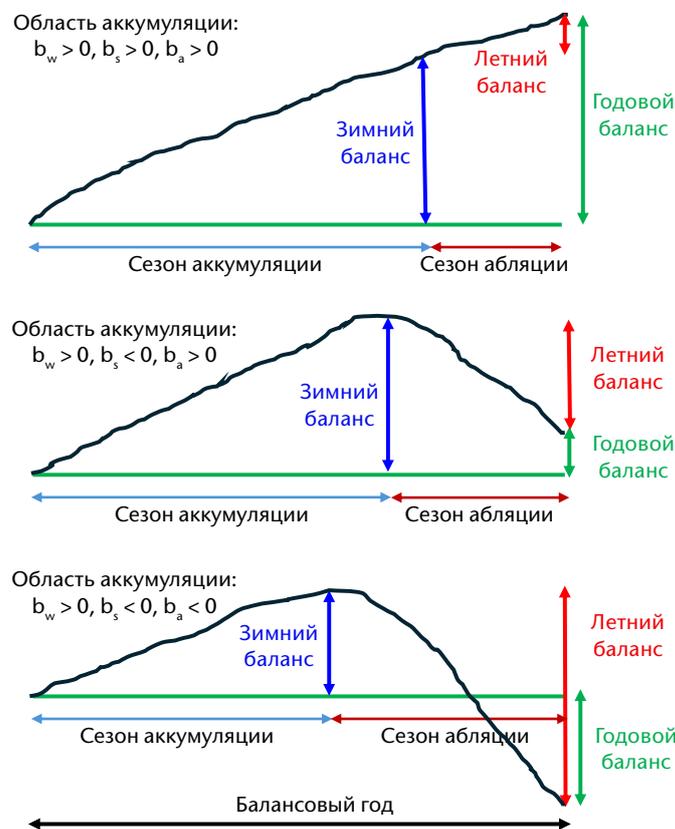


Рисунок 3.10. Схематические диаграммы баланса массы в трех местах на разных высотах ледника. Вверху: на наибольших высотах летний баланс может быть положительным, а масса добавляется в течение всего года. В середине: типичная ситуация для большей части области аккумуляции с положительным зимним балансом, отрицательным летним балансом и положительным годовым балансом. Внизу: меньшее количество выпавшего за зиму снега и гораздо большее летнее таяние приводят к отрицательному годовому балансу в зоне абляции. На этой диаграмме зимний баланс определен стратиграфически для примеров в середине и снизу (от минимальной массы к максимальной), но произвольно для примера сверху. Балансовый год, как показано на рисунке, относится к системе с фиксированной датой (см. описание систем представления отчетности в разделе 3.6.2). Обратите внимание, что относительная продолжительность сезонов аккумуляции и абляции меняется в зависимости от высоты ледника.

3.6.2 Системы представления отчетности о балансе массы

На рис. 3.11 показано типичное кумулятивное изменение баланса массы в течение гляциологического года в одной точке ледника. Ниже приведены сведения о наиболее широко применяемых системах представления отчетности.

Стратиграфическая система. В этой системе определение баланса массы основано на определении последовательных годовых минимумов, а также годовых максимумов для сезонных балансов в массе ледника/ледяной шапки. В этой системе масс-балансовый год имеет разную продолжительность. На практике применение стратиграфической системы затруднено, поскольку полевые измерения обычно проводятся только дважды в год, а точные даты годовых минимумов и максимумов заранее не известны. Кроме того, максимумы и минимумы могут не наблюдаться одновременно на всех высотах ледника или ледяной шапки.

Система с фиксированными датами. В этой системе годовой баланс рассчитывается ежегодно между фиксированными датами, и в северном полушарии обычно это 1 октября. В южном полушарии и в высокогорных районах вблизи экватора, очевидно, будут применяться другие даты. Если осенняя съемка проводится раньше или позже 1 октября, необходимо использовать модели баланса массы для коррекции таяния и/или выпадения осадков в виде снега, которые могли произойти в период между 1 октября и датой полевых измерений. В то время как система с фиксированными датами позволяет проводить последовательное сравнение между отдельными годами и отдельными ледниками, фактические измерения всегда приходится корректировать, что приводит к увеличению неопределенности. Используемый подход должен быть документированным и воспроизводимым.

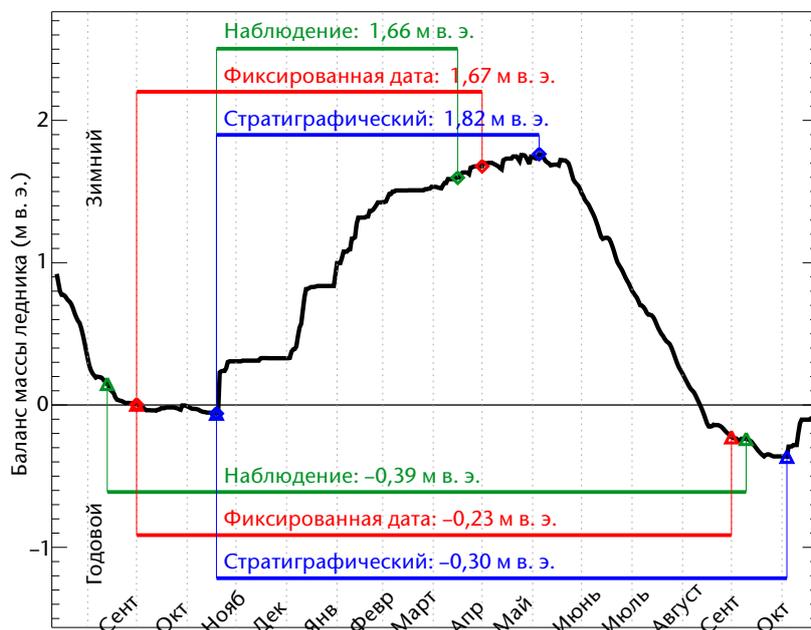


Рисунок 3.11. Кумулятивный баланс массы всего ледника за один год для ледника в Швейцарских Альпах на основе моделирования, ограниченного сезонными наблюдениями. Продолжительность периода наблюдений в системе с плавающими датами, в системе с фиксированными датами (гидрологический год) и в стратиграфической системе указана как для всего года, так и для зимнего периода и приведены соответствующие балансы масс. Обратите внимание, что начало зимнего периода наблюдений определяется стратиграфически, так как измерения проводились на основе зондирования снежного покрова до горизонта последнего лета, что, таким образом, относится к комбинированной системе (Mayo et al., 1972).

Система с плавающими датами. В этой системе даты съемок определяют масс-балансовый год и сезоны аккумуляции и абляции. Зимний баланс, измеренный во время весеннего полевого исследования, равен общему водному эквиваленту всего снега, выпавшего на месте измерений с момента осенней экспедиции предыдущего года. Снег, который мог выпасть до этого исследования, учитывается как положительный вклад в летний баланс предыдущего года, и то же самое относится к снегу, выпавшему до окончания текущего масс-балансового года в этой системе.

Комбинированная система. В этой системе стратиграфическая система обычно сочетается либо с системой с фиксированными датами, либо с системой с плавающими датами (Mayo et al., 1972). Например, последовательные минимумы баланса массы, указанные на рис. 3.11, обычно можно определить по стратиграфическим наблюдениям, если обследования были проведены вскоре после появления стратиграфических минимумов. Чаще всего пользователи этой системы включают снег, выпавший до осеннего обследования, в зимний баланс следующей зимы, но не пытаются скорректировать сезонные балансы с учетом снега, который может выпасть после весеннего обследования.

Подробное описание различных систем представления отчетности и переменных, используемых для расчета зимнего, летнего и чистого баланса массы в каждом случае, изложено на стр. 129—140 и 149—152 в работе Østrem and Brugman (1991), а обсуждение временных систем для измерений баланса массы приводится в работе Cogley et al. (2011).

3.7 ИЗМЕРЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНОЙ АККУМУЛЯЦИИ

В данном разделе под *высотой снежного покрова* понимается толщина слоя снега, отложенного на поверхности ледника, как правило, в конце зимы, часто в фиксированных местах, где ежегодно устанавливаются абляционные рейки. В зоне аккумуляции *летняя поверхность* образует основу для зимнего слоя, который откладывается поверх более старых годовых слоев, превратившихся в фирн. В зоне абляции зимний слой покрывает ледниковый лед. Место поверхностного накопления в точке (местоположение рейки), то есть водный эквивалент снега, накопленного за зиму, определяется как произведение высоты снежного покрова и объемной плотности снежного покрова в этом месте. Основные методы измерения этих двух величин описаны в [глава 2](#) настоящего тома. Там приведены определения и более подробные описания, а также рассмотрены источники ошибок. Описание в этом разделе относится к процедурам измерения на ледниках.

3.7.1 Ручные измерения высоты и плотности снега на ледниках

Измерение высоты снежного покрова с помощью градуированного прибора (см. главу 2, [2.4 тома II](#) настоящего Руководства). Градуированный прибор (снегомерный зонд) проталкивается вертикально сквозь слой снега до тех пор, пока не будет обнаружена *опорная поверхность или исходный уровень*. На ледниках *опорной поверхностью или исходным уровнем* является либо поверхность льда (в зоне абляции), либо затвердевшая летняя поверхность предыдущего года (в зоне аккумуляции). При измерении высоты снежного покрова следует соблюдать осторожность, поскольку в снеге могут присутствовать слои льда толщиной до нескольких сантиметров, вызванные периодами потепления, которые привели к таянию на поверхности. Лучше всего проводить зондирование вблизи от места с известной высотой снежного покрова, например, в снежном шурфе или в месте расположения керна с положительно идентифицированной летней поверхностью, чтобы получить представление о состоянии местного снегозапаса. Затем с помощью зонда можно определить пространственную изменчивость на основе известной локальной высоты снежного покрова.

Высота снежного покрова на ледниках может сильно варьироваться даже на небольших расстояниях, поскольку на осадение снега сильно влияют рельеф и ветер. Чтобы представить пространственную изменчивость высоты снежного покрова в одном конкретном месте установки рейки, необходимо измерить высоту снежного покрова

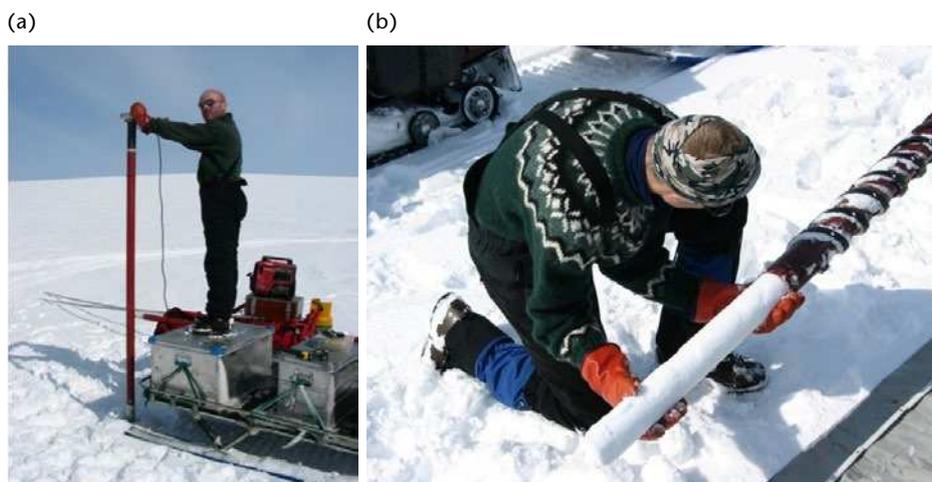


Рисунок 3.12. а) Бурение снежного керна через зимний слой. Бурение осуществляется с помощью резьбонарезной установки. б) Извлечение керна из бура. В оптимальных условиях при каждом бурении получают керны длиной 1 м.

Источник: Торстейнн Торстейнссон

в 5—10 местах в области 20 × 20 м вокруг рейки (Østrem and Brugman, 1991). Кроме того, зондирование высоты снежного покрова вдоль направления течения ледника и перпендикулярно ему позволит получить информацию о характере осадения снега на леднике. Это позволяет вносить поправки, если высота снежного покрова в местах расположения реек окажется не вполне репрезентативной для ледника. Плотность зондирования на единицу площади должна определяться для каждого ледника с учетом местных условий и материально-технических ограничений.

Измерения в снежных шурфах. Выкапывание и отбор проб из снежных шурфов на покрытой снегом земле для определения ВЭС описаны в главе 2, 2.4 тома II настоящего Руководства. На ледниках отбор проб из снежных шурфов может быть полезен для точного определения высоты и объемной плотности снежного покрова, а следовательно, и поверхностного накопления. Шурф должен быть выкопан на расстоянии не более 10 м от места установки рейки абляции, а измерять плотность следует как можно быстрее после выкапывания. Однако выкапывание снежных шурфов глубиной более 2 м отнимает очень много времени.

Бурение снега для отбора керна. Для проникновения в слой зимнего снега в отдельных местах на ледниках и ледяных шапках широко используются шнеки для отбора керна (Talalay, 2016; рис. 3.12). В основном применяются шнеки, соединенные с удлинителями, но можно использовать и модели буров для отбора ледяного керна небольшого размера, соединенные с тросом, который наматывается на лебедку. Измеряется длина, диаметр и масса каждого куска керна, что позволяет определить его плотность и водный эквивалент. Посредством суммирования можно рассчитать накопление в точке над летней поверхностью предыдущего года (зона аккумуляции) или над ледниковым льдом (зона абляции). Верхняя часть снегозапаса (обычно 20—50 см) часто бывает рыхлой и разрушается по мере выталкивания керна из керноотборной трубки. Эта проблема решается путем отбора проб рыхлого верхнего слоя с помощью цилиндра в неглубоком шурфе с использованием методов, описанных в главе 2, 2.4.1, настоящего тома. Такой отбор проб производится как можно ближе к пробуренному отверстию. После каждого отбора керна следует измерить глубину скважины с помощью градуированной рулетки и сравнить ее с общей длиной керна на этой глубине. Это позволяет скорректировать длину керна в случае потери его части. Плотность утраченного куска керна можно определить по плотности частей, расположенных непосредственно над и под ним.



Рисунок 3.13. Керн длиной 117 см, пробуренный через мелкозернистый зимний снег в верхней части зимнего слоя (вверху). В этом керне не наблюдается особых стратиграфических признаков. Летняя поверхность предыдущего года, содержащая видимую пыль и демонстрирующая переход от мелко- или среднезернистого зимнего снега к крупнозернистому фирну предыдущей зимы (внизу). Место: ледяная шапка Хофсйокудль, Исландия (высота 1790 м).

Источник: Торстейнн Торстейнссон

Определение глубины *летней поверхности* (рис. 3.13) и, следовательно, зимнего слоя включает изучение стратиграфии керна для обнаружения перехода от мелкозернистого зимнего снега к относительно крупнозернистому фирну, подвергшемуся уплотнению и метаморфизму в течение предыдущего лета. Иногда на летней поверхности присутствует слой льда, образовавшийся в результате таяния и повторного замерзания, а сдуваемая ветром пыль с близлежащих пустынь и горных склонов часто является четким индикатором конца лета, даже на больших ледяных шапках. В сухом снегу слои глубинного инея, образовавшиеся в результате сублимации и роста крупных кристаллов, могут указывать на летнюю поверхность. Если на месте измерения имеется рейка для измерения баланса массы, то поверхностный слой прошлого лета можно также пометить охрой или древесными опилками, разбросав их на поверхности предыдущего года на определенном расстоянии от рейки. Такой слой будет легко обнаружить в снежном шурфе или снежном керне (рис. 3.14). Последний названный метод позволяет однозначно определить глубину зимнего слоя и четко обозначает период отбора проб. Этот подход особенно полезен в областях аккумуляции на больших высотах и в регионах с менее выраженной сезонностью, где летнюю поверхность может быть трудно обнаружить.

Водный эквивалент зимней аккумуляции получается путем сложения водного эквивалента каждого куска керна, находящегося между весенней поверхностью и летней поверхностью предыдущего года. Расчет зимнего баланса зависит от используемой временной системы (раздел 3.6).

Определение аккумуляции по стратиграфии трещин. В определенных климатических условиях с четкой сезонностью на стенках крупных ледниковых трещин можно четко выделить несколько слоев годовой аккумуляции (рис. 3.15). Это позволяет измерить глубину верхнего зимнего слоя и оценить годовой баланс в том числе и за предыдущие годы (используя прямые измерения или реалистичные оценки



Рисунок 3.14. Площадка измерений в зоне аккумуляции швейцарского ледника. Поверхность в конце лета помечена опилками.

Источник: Маттиас Хасс



Рисунок 3.15. Определение аккумуляции по стратиграфии трещин

Источник: Маттиас Хасс

уплотнения с глубиной в каждом месте). Это простой и быстрый подход, поскольку для него не требуется использовать измерительное оборудование. Тем не менее, результаты на основе аккумуляции снега не так точны, поскольку визуально различимые горизонты не всегда можно однозначно отнести к отдельным периодам. Кроме того, высота снежного покрова в районе крупных ледниковых трещин может быть нерепрезентативной из-за эффектов перераспределения ветром. Тщательный выбор трещин, открывшихся после окончания сезона аккумуляции, частично уменьшает проблему перераспределения ветром, но это может повлиять и на скорость абляции. Обеспечить калибровку с учетом этих факторов можно за счет зондирования рядом с трещиной, а затем все дальше от нее.

Источники ошибки. В зоне аккумуляции определение вертикальной толщины зимнего слоя зависит от точности определения летней поверхности предыдущего года. Однако стратиграфические признаки, характеризующие летнюю поверхность (слои льда, золотая пыль, переход к более грубому и плотному фирну), не всегда легко обнаружить в кернах снега (или в стенках шурфов) за любой год, особенно если во время теплых осенних периодов образовалось несколько слоев таяния. При измерении высоты снежного покрова с помощью градуированного прибора визуальный осмотр летней поверхности невозможен, поэтому оператор должен полагаться на опыт, чтобы определить разницу в твердости на нижней границе зимнего слоя.

Во время отбора проб из буровой скважины секции керна иногда утрачиваются, если кернодержатели не работают надлежащим образом или если бурение ведется в снегу при температуре таяния. Эту потерю керна можно учесть, измерив глубину скважины в конце каждого прохода и сравнив ее с суммарной длиной керна. При измерении плотности ошибки возникают из-за неопределенности в: i) длине отдельных кусков керна (до 5% в случае излома керна под углом); ii) диаметре кернов (до 3%) и iii) массе кернов (обычно <1% при использовании точных весов, но может быть больше, если взвешивание происходит в ветреных условиях). В большинстве случаев сочетание стратиграфических наблюдений и измерений плотности позволяет определить водный эквивалент зимнего слоя с погрешностью менее 10% (Geibel et al., 2022). В зоне абляции ошибка снижается до ~5%, поскольку под зимним слоем находится сплошной ледниковый лед, из-за чего нельзя однозначно определить его нижнюю границу.

3.7.2 Измерения глубины снежного покрова с помощью грунтопроникающего радара

Использование георадара для определения глубины снежного покрова становится распространенной практикой на ледниках и ледяных шапках. Сотрудники могут буксировать системы георадаров на лыжах, снегоходах или других транспортных средствах и даже доставлять их по воздуху вертолетом (Kohler et al., 1997; Machguth et al., 2006; Sold et al., 2013, 2016; Bauder et al., 2018). Основной принцип здесь тот же, что и при радиоэхозондировании (см. [раздел 3.4.1](#)), но необходимо использовать более высокую частоту (500 МГц—1,2 ГГц). Частота зависит от высоты снежного покрова и ожидаемой структуры внутренних слоев. Частота сканирования зависит от скорости движения прибора, но обычно измерение высоты снежного покрова производится через каждые 0,4—2,0 м пути. Основное преимущество метода заключается в том, что он позволяет получать практически непрерывные разрезы высоты снежного покрова, измеренные перпендикулярно поверхности снега: от 500 до 2500 измерений на разрезе длиной 1000 м, тогда как при отборе снежных кернов или зондировании обычно удается получить лишь от одного до десяти измерений. Кроме того, при оптимальных условиях за один день можно получить до 100 км георадарных профилей. В большинстве случаев это значительно расширит информацию о распределении аккумуляции на исследуемом леднике. Расположение сети наблюдений на конкретном леднике или бассейне движения льда и расстояние между профилями зависит от размера ледника (или ледяной шапки) и материально-технических ограничений.

Точная интерпретация данных георадара зависит от сопоставления с данными о высоте снежного покрова, собранными в снежных кернах и снежных шурфах. Такое сравнение необходимо проводить во время каждой кампании по проведению измерений,

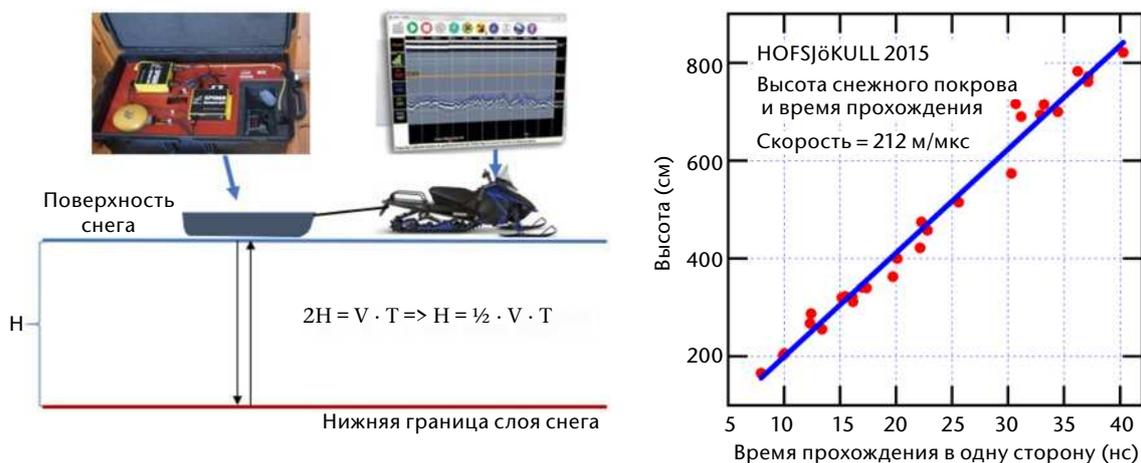


Рисунок 3.16. а) Снегоход, буксирующий георадарную систему IceMap на санях. Передатчик, приемник и ГСОМ монтируются в одном корпусе (верхний левый угол). Волна проходит относительно небольшое расстояние, что позволяет пренебречь горизонтальной составляющей пути. Беспроводная передача данных позволяет управлять георадаром с ноутбука, расположенного перед водительским сиденьем. б) Калибровка скорости на Хофсйокудле во время весенней экспедиции 2015 года. На оси у показана высота снежного покрова, определенная с помощью керна в 28 точках, а на оси x — измеренное время прохождения. Наклон линии наилучшего соответствия ($r^2 = 0,86$) — это средняя скорость в зимнем слое этого года, $0,212 \text{ м/нс} = 212 \text{ м/мкс}$.

Источник: Торстейн Торстейнссон (2016 г.)

чтобы убедиться в правильности интерпретации отражателя, относящегося к летней поверхности предыдущего года (в зоне аккумуляции). Для калибровки скорости распространения радиолокационных волн также необходимы данные наблюдений *in situ* (McGrath et al., 2015, 2018).

Скорость распространения электромагнитных волн в снегу обычно составляет около $2,1 \times 10^8 \text{ м/с}$ (Annan et al., 1995) и может быть разной в разные годы и кампании из-за колебаний плотности снега, содержания жидкой воды и других параметров. Таким образом, рекомендуется калибровать глубину снежного покрова, полученную по данным георадара, исходя из прямых измерений путем отбора снежных кернов или зондирования. На графике зависимости высоты снежного покрова, определенной с помощью отбора керна или зондирования, от времени прохождения электромагнитной волны вертикально в одну сторону от поверхности до нижней границы зимнего слоя, скорость соответствует наклону полученной линии (рис. 3.16). Необходимо включать данные по всему высотному диапазону исследуемого ледника.

3.8 ИЗМЕРЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНОЙ АБЛЯЦИИ

3.8.1 Абляционные рейки на ледниках и ледяных шапках

Термин «абляция» на леднике или ледяной шапке означает количество таяния, произошедшего в определенный момент времени. Абляция измеряется с помощью реек или тросов, устанавливаемых в снегу, фирне или льду, а результат в каждом месте указывается в м в.э.

В идеале абляционные рейки должны быть равномерно распределены, чтобы репрезентировать абляцию на всем леднике или ледяной шапке. Однако не всегда возможно соблюдать оптимальную схему размещения из-за ледниковых трещин и других ограничений, зависящих от размера и формы измеряемого ледника/ледяной шапки. Для долинных ледников лучше всего подходит центральный профиль установки реек

вдоль длинной оси ледника, а также поперечные профили установки реек через равные промежутки. На ледяной шапке сеть реек должна быть спроектирована таким образом, чтобы отражать основные топографические градиенты по всей площади ледяной шапки. По возможности рейки должны размещаться через равные интервалы высот (рис. 3.17).

Виды реек. При измерениях баланса массы широко используются алюминиевые трубки (рис. 3.18). Оптимальные размеры: длина 4—6 м, внешний диаметр 3—4 см, толщина стенки 3—4 мм. Рейки должны обладать достаточной механической прочностью, чтобы выдерживать нагрузки, возникающие при заиндевении, сильном ветре и сдвиге льда. Рейки длиной 2—3 м можно соединить вместе алюминиевым прутом длиной 30—40 см такого размера, чтобы он плотно входил в обе рейки. Такие соединения также можно использовать для наращивания реек, которые должны простоять всю зиму. В зонах абляции также используются трубки из ПВХ, которые дают хорошие результаты (Geibel et al., 2022). Используются трубки из ПВХ диаметром около 2 см. При измерениях баланса массы на больших высотах, когда все оборудование необходимо нести на ледники, используются бамбуковые рейки с проволочными соединениями между отдельными отрезками длиной 1—2 м (рис. 3.19). Бамбуковые рейки легко доступны, легкие, прочные, устойчивы к атмосферным воздействиям, недорогие и обладают низкой теплопроводностью (Kaser et al., 2003).

Каждый год рейки следует устанавливать в одном и том же месте, чтобы компенсировать движение льда. Для обеспечения точности горизонтального положения в пределах ± 5 м следует использовать устройство ГСОМ. В зоне аккумуляции некоторых ледников рейки предыдущего года ежегодно наращивают, добавляя сверху новую рейку. Длина удлинения обычно составляет 2 м.

В местах установки реек в зонах абляции, где алюминиевые рейки длиной 4—6 м не могут простоять в течение всего лета из-за высоких темпов таяния, в скважины можно вставлять стальной трос. Трос вмерзнет в лед. Верхний конец следует привязать к (деревянному или металлическому) штативу с четырьмя точками опоры или к какой-либо другой конструкции (рис. 3.20). Конструкцию можно пометить пластиковым флажком оранжевого цвета, что облегчит ее поиск летом и осенью. Обратите внимание, что показания будут ненадежными, если трос не вмерз в лед. В качестве альтернативы в таких случаях можно использовать системы с гибкими элементами реек, соединенными цепью.

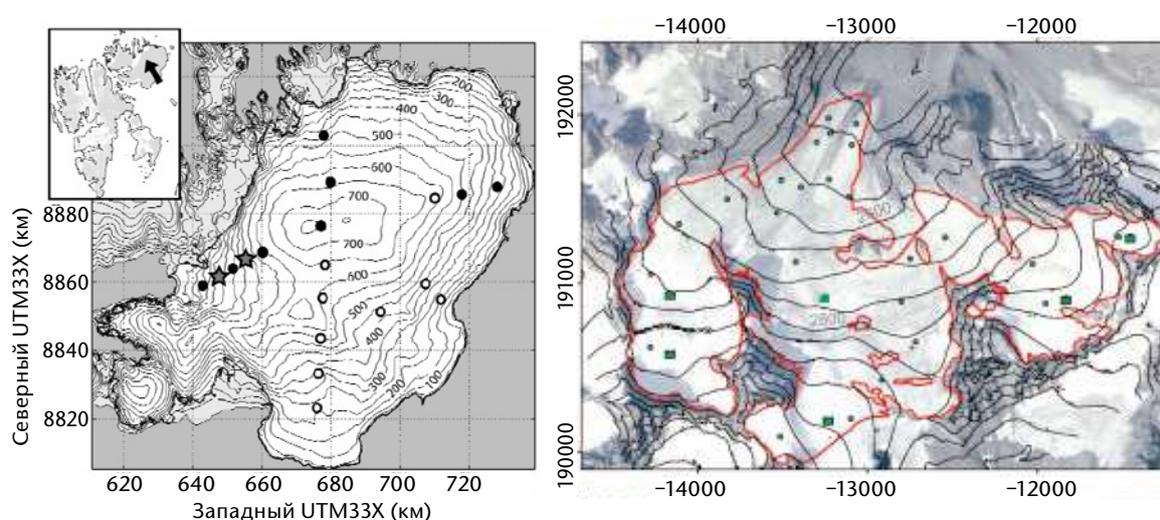


Рисунок 3.17. а) Сеть абляционных реек (незаштрихованные и закрашенные кружки) на ледяной шапке Аустфонна, Шпицберген. Сеть фиксирует градиенты через вершину (С-Ю) и вдоль ледораздела, направленного по линии ЗЮЗ-ВСВ.

б) Распределение мест установки реек на горном леднике, Ямтальфернер, Австрия.

Источник: а) Schuler et al. (2007); б) Fischer and Markl (2009)



Рисунок 3.18. Установка 6-метровой алюминиевой рейки в скважину, пробуренную снеговым керноотборником

Источник: Торстейн Торстейнссон



Рисунок 3.19. Установка легких бамбуковых реек в скважину на высоте ~5 500 м на леднике Рикха Самба в Непале. Перед установкой в скважину короткие (1—2 м) секции необходимо соединить с помощью резиновой муфты, металлического рукава или проволочного соединения (Kaser et al., 2003).

Источник: Фото Т. Гурунга, предоставлено Г. Силвалом, Международный центр по комплексному развитию горных районов (ИСИМОД)

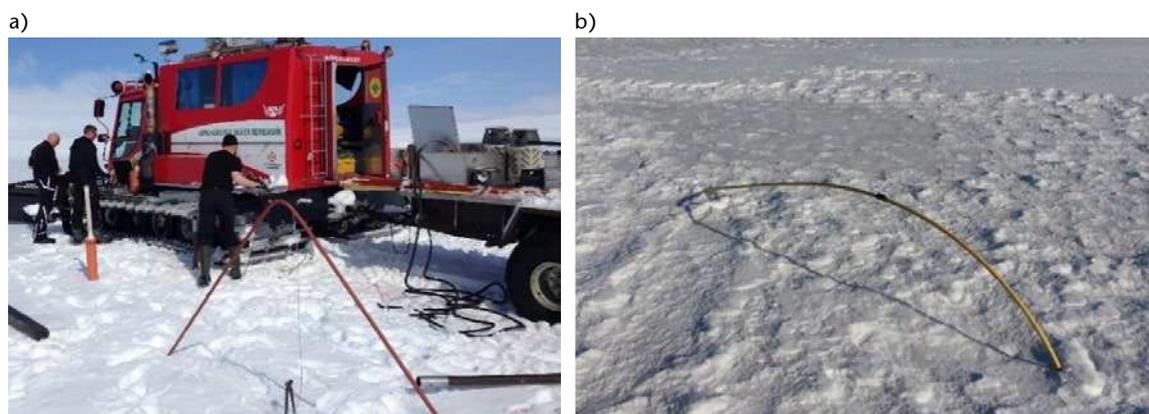


Рисунок 3.20. а) В местах с очень высокой скоростью таяния (8—12 м льда в сезон таяния) в скважины можно вставить стальной трос. Трос должен быть прикреплен к конструкции на поверхности, заметной издали. На этой фотографии трос прикреплен к верхней части перевернутой V-образной трубки. б) Трубка из ПВХ, появившаяся из скважины в результате летнего таяния.

Источник: а) А. Гуннарссон; б) А. Гуннлаугссон

3.8.2 Буровое оборудование

Коммерческие компании предлагают несколько типов систем отбора снежного керна. Как правило, головка бура оснащена двумя резцами, и во время вращения шлам перемещается вверх по спирали, показанной на рис. 3.12. Шлам попадает в отверстия на колонковой трубе и скапливается над керном, длина которого может достигать 130 см, но чаще всего составляет 60—100 см (в зависимости от условий) при использовании колонковой трубы длиной 2 м. Также можно использовать укороченную версию (1 м) колонковой трубы. Отдельные удлинения имеют длину 1—2 м, а отбор керна возможен на глубине до 15—20 м. Буровая установка приводится в действие с помощью ручного трубонарезного станка, подключенного к небольшому (1 кВт) генератору (рис. 3.12).

Для бурения ледникового льда обычно используется буровой станок с паровым двигателем или ручной электробур (рис. 3.21—3.23). Возможно также бурение вручную (Østrem and Brugman, 1991). В системе буровой установки с паровым двигателем в котёл с наддувом, работающий на пропане, заливается до 10 л воды. Пар поступает в резиновый шланг длиной 10—15 м, а затем в буровую систему длиной 1,5 м и шириной 3,5 см. С помощью бура, показанного на рисунке 3.21 а), можно пробурить 10-метровую скважину менее чем за 1 час. Буры такого типа необходимо перевозить на снегоходе или другом транспортном средстве.

На рисунке 3.21 б) показан переносной бур с паровым двигателем меньшего размера, который один человек сможет донести до труднодоступных мест. Ручные шнеки, работающие от двигателя внутреннего сгорания или электрического бура (рис. 3.22), обеспечивают более быстрый способ бурения льда. Шнеки длиной 1 м и диаметром 5 см можно соединять друг с другом, что позволяет бурить на глубину до 10 м и более для установки реек или троса. Необходимо соблюдать осторожность при извлечении шнека из отверстия после завершения бурения. Вместо того чтобы вынимать сразу несколько секций, рекомендуется снимать их по одной, пока один из операторов удерживает оставшиеся секции.

3.8.3 Установка и показания реек

В области аккумуляции рейки иногда устанавливаются весной в скважины, образовавшиеся при бурении керна через зимний слой (рис. 3.12 и 3.18). Тогда показания реек позволяют получить летний баланс. В идеале нижний конец рейки должен располагаться на летней

поверхности предыдущего года. Это гарантирует, что показания рейки отражают истончение зимнего слоя в течение лета; если нижний конец рейки установлен выше летней поверхности, то она зафиксирует только часть истончения зимнего слоя. Если скважина находится глубже летней поверхности, выбуренные снежные керны можно поместить обратно в скважину, тщательно уплотнить и утрамбовать рейкой так, чтобы ее нижний конец сравнялся с летней поверхностью.

Металлические рейки без опоры могут уйти в фирн; чтобы предотвратить это, в нижний конец следует вставить деревянную пробку длиной 15—20 см. Диаметр пробки должен быть аналогичен диаметру рейки. Для опоры рейки можно также использовать кусок фанеры диаметром больше диаметра рейки.

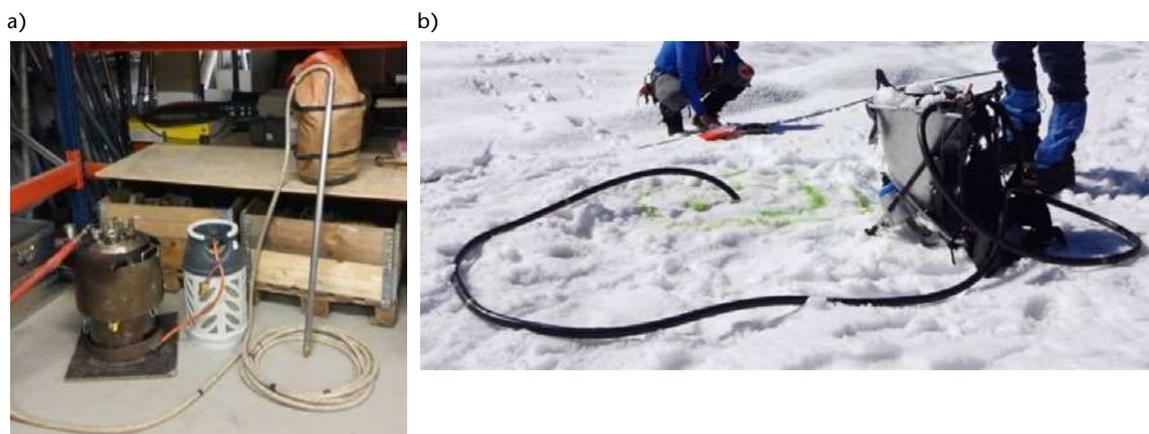


Рисунок 3.21. а) Термобур-термоигла, работающий на паре, образующемся в котле с наддувом, и нагреваемый пропаном. По резиновому шлангу с теплоизоляционным покрытием длиной 12 м пар подается на бурильную колонну, оснащенную сменным соплом. Узкий красный шланг подает пропан к горелке. При давлении пара около 6 атмосфер этот бур проходит 5—10 м льда в час. б) Портативный паровой бур во время эксплуатации.

Источник: а) Торстейн Торстейнссон; б) Маттиас Хасс



Рисунок 3.22. Бурение отверстия с помощью ручного электробура

Источник: Маттиас Хасс

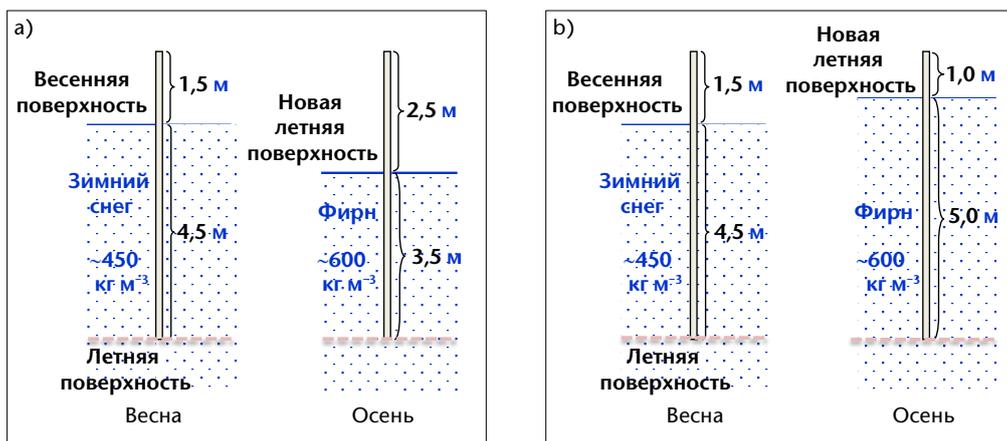


Рисунок 3.23. Установка реек в области аккумуляции весной. По возможности рейки устанавливают так, чтобы их нижняя часть находилась у основания зимнего слоя (то есть на летней поверхности предыдущего года). Предполагается, что здесь рейки размещены именно так, и указаны типичные значения плотности. а) Типичное изменение за летний период. Толщина зимнего слоя уменьшается из-за таяния и постепенного увеличения плотности. В результате в конце лета верхушка рейки оказывается на 1 м выше поверхности. б) В наиболее высотных районах таяние будет незначительным, а снегопад будет продолжаться в течение всего лета, что приведет к положительному летнему балансу и, соответственно, к уменьшению высоты рейки над поверхностью.

Следует иметь в виду, что осенний снегопад может засыпать рейку, которая в противном случае была бы видна во время осеннего посещения. Чтобы облегчить поиск, на верху рейки можно закрепить отражатель RECCO и искать его с помощью устройства обнаружения. Активным компонентом отражателя является небольшой электронный транспондер с медной антенной и диодом⁶. Портативный (<1 кг) детектор передает высоконаправленный радарный сигнал в диапазоне 800 МГц. Этот сигнал поступает на транспондер, который отражает его в сторону детектора. Звуковой сигнал, издаваемый детектором, означает, что отражатель найден. Максимальная дальность действия сигнала детектора оценивается в 20 м в снегу, но этот показатель зависит от состояния снега и может уменьшаться на мокром снегу (Grasegger et al., 2016). Необходимо убедиться, что в зоне поиска нет металлических предметов, а другие отражатели RECCO (которые могут входить в состав личного снаряжения) нужно предварительно снять.

В области аккумуляции обычно оставляют 6-метровые рейки, установленные весной, так, чтобы их верхушка находилась на высоте 50—150 см от поверхности снега (рис. 3.23). Во многих местах истончение зимнего слоя в летний период обычно увеличивает их высоту над поверхностью на 1—2 м. Риск наклона алюминиевых реек под тяжестью изморози достаточно невысок, если верхушка рейки не выступает над поверхностью более чем на 2 м, и в этом случае они вряд ли исчезнут под осенними снегопадами до осеннего посещения.

В других случаях рейки ставят осенью, и годовой баланс дают показания, снимаемые следующей осенью. В таких случаях необходимо поместить нижний конец абляционной рейки достаточно глубоко, чтобы обеспечить ее стабильность в том числе и при возможных экстремальных условиях в следующем году. Кроме того, из-за намерзания сезонного снега на рейке она может уходить вниз по мере уплотнения снега. Этот риск снижается, если нижний конец реек устанавливается на глубине 3—4 м в более старом фирне. Передовая практика заключается в том, чтобы использовать измерения толщины и плотности по кернам до отмеченного горизонта для расчета как для зимнего, так и годового баланса, а не полагаться только на измерения с абляционных реек (см. рис. 3.24).

⁶ Дополнительная информация размещена на сайте производителя <https://recco.com/technology/>.

Рейки следует маркировать каждый год, чтобы свести к минимуму риск ошибочных показаний в случае, если рейки предыдущих лет сохранятся после летнего таяния. Это особенно важно вблизи линии равновесия, где рейки могут простоять несколько лет. Все показания следует указывать с точностью до ближайшего сантиметра.

В зоне абляции рейки можно установить так, чтобы в начале лета их верхушка находилась ниже поверхности, ввиду относительно высоких уровней таяния. Нижний конец рейки должен иметь опору в виде деревянной пробки. Если глубина пробуренного отверстия превышает длину рейки, необходимо использовать другую рейку, чтобы прижать первую к дну отверстия. Начальное положение вершины рейки относительно поверхности можно измерить с помощью измерительной линейки или опустив еще одну 6-метровую рейку на вершину первой, чтобы определить ее глубину (рис. 3.25).

При использовании 6-метровых реек высокий уровень абляции может привести к тому, что в конце лета вершина рейки будет находиться на высоте 4—5 м над поверхностью, из-за чего будет трудно достать до вершины измерительной линейкой. Эту проблему можно решить, пометив середину рейки с помощью маркерной ленты при установке весной. Осенью измеряют расстояние от поверхности льда до этой ленты и прибавляют 3 м, чтобы получить высоту рейки над поверхностью. Если поверхность вокруг рейки неровная, то на лед вокруг рейки можно положить штангу, расположив ее перпендикулярно течению льда. Тогда нижнее основание штанги будет определять поверхность льда.

Разница между весенними и осенними показаниями высоты вершины рейки относительно поверхности льда дает данные о таянии, произошедшем за лето. Пример: вершина рейки находится на 3,2 м ниже поверхности льда весной и на 2,6 м выше поверхности льда осенью. Таким образом, за лето растаяло $3,2 + 2,6 = 5,8$ м ледникового льда, что составляет примерно $0,9 \times 5,8 = 5,2$ м в. э. (при плотности льда 900 кг м^{-3}). Снег, находящийся на льду весной, необходимо учитывать отдельно в расчетах абляции, а его высоту следует измерять с помощью вышеописанных методов. Если для расчета баланса массы используется система с плавающими датами, то снег, выпавший до осенней экспедиции, нужно измерить и учитывать как положительный вклад в летний баланс.

В области аккумуляции часть зимнего слоя будет утрачена в результате абляции. Кроме того, в результате уплотнения произойдет оседание. Таким образом, разница между показаниями реек весной и осенью даст информацию об истончении зимнего слоя как за счет абляции, так и за счет уплотнения. Абляцию (в основном за счет таяния) можно определить, если известна средняя плотность той части зимнего слоя, которая остается

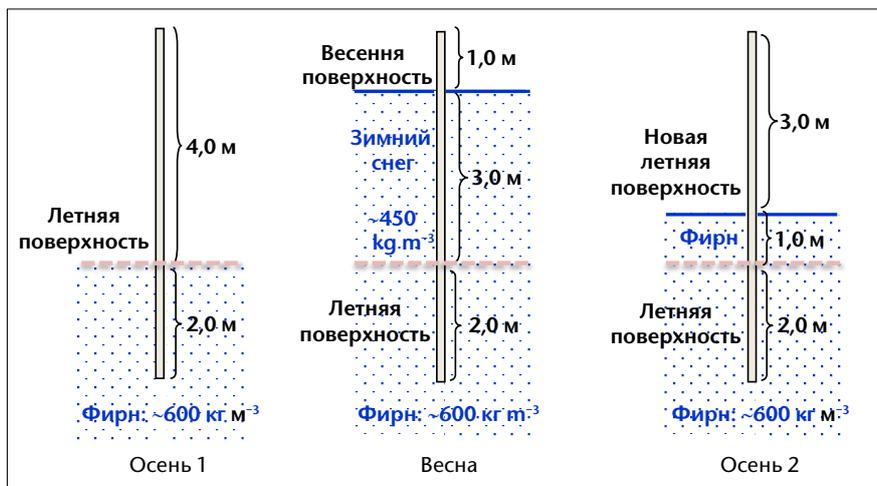


Рисунок 3.24. Установка реек в области аккумуляции осенью. В этом случае нижний конец рейки должен быть расположен примерно на 2 м ниже летней поверхности. В некоторых случаях верхушка рейки может быть видна над поверхностью весной, а в других – нет. Осенние показания дают годовой баланс.

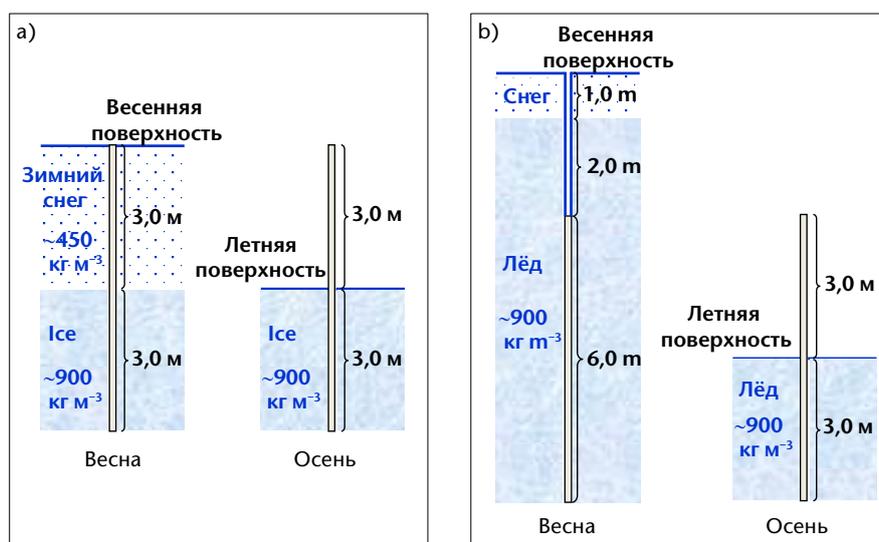


Рисунок 3.25. Установка реек в области абляции. а) На верхней границе области абляции, то есть на линии равновесия. За лето тает ровно столько снега, сколько выпало за зиму. б) В нижней части области абляции. Из-за высокого уровня таяния в летний период, рейки необходимо устанавливать так, чтобы их вершина находилась на глубине нескольких метров, чтобы рейка не вытаяла полностью. Здесь 1 м зимнего снега и 2 + 3 = 5 м льда тают летом.

осенью. Плотность можно измерить с помощью снежных кернов или шурфов. Обычно на конкретном леднике средние плотности в конце лета варьируются в небольшом интервале, и в разных местах ледников умеренной зоны регистрировались значения от 450 до 600 кг м⁻³ в зависимости от высоты над уровнем моря и толщины снега (Kjøllmoen et al., 2016; GLAMOS, 2020; Geibel et al., 2022). После определения плотности можно рассчитать водный эквивалент оставшейся части зимнего слоя. Летняя абляция определяется путем вычитания этого значения из водного эквивалента зимнего слоя в конце зимы.

3.8.4 Автономные измерения абляции на ледниках

Автоматические метеорологические станции (АМС) используются для исследований ледников уже несколько десятилетий, и при этом основное внимание уделяется изучению компонентов поверхностного энергетического баланса (Fausto et al., 2021 и содержащаяся в этой работе справочная литература). Отдельные метеорологические потоки вычисляются так, чтобы воспроизводить измеренные изменения поверхности.

На ледниках при анализе изменений поверхности необходимо учитывать как аккумуляцию и абляцию снега, так и абляцию льда. В то время как техники и методы автоматизированных измерений высоты снежного покрова и ВЭС в целом рассматриваются в главах 2, 2.3.2 и 2.4.2 тома II настоящего Руководства, в данном разделе основное внимание мы уделяем методам измерения абляции льда именно на ледниках. Обычно для этих целей используются автономные устройства, которые нередко подключаются к АМС.

Движение ледников означает, что для климатологической интерпретации иногда необходимо изменить положение АМС. Однако это сильно зависит от конкретного места.

Устройства, представленные в данном разделе, позволяют регистрировать абляцию в течение нескольких сезонов таяния в автоматическом режиме без значительных затрат на обслуживание; однако продолжительность эксплуатации без серьезного технического

обслуживания зависит от глубины буровой скважины и скорости абляции. С точки зрения исследований баланса массы полезно дополнять данные, полученные с помощью этих устройств, измерениями высоты снежного покрова и определением ВЭС.

- a) **Датчики давления.** Один из способов непосредственного измерения абляции льда заключается в установке шланга с датчиком давления в отверстие, пробуренное во льду с помощью бура с механическим или паровым приводом. Шланг заполняется антифризом и подключается к системе АМС. Для успешного проведения измерений необходимо параллельно измерять давление воздуха, чтобы исключить сигнал от колебаний давления воздуха из фактического сигнала при опускании поверхности. При изменении высоты поверхности в результате абляции расстояние между АМС и датчиком давления на дне скважины уменьшается, и гидростатическое давление от вертикального столба жидкости снижается. На рисунке 3.26 приведено схематическое изображение этой методологии, взятое из работы Fausto et al. (2012). После полного вытравивания датчика давления он может быть вновь установлен на том же месте. Датчики давления широко используются в полярных регионах и на высокогорных ледниках (см., например, Fausto et al., 2021).
- b) **Тросовые датчики.** Методология применения тросовых датчиков до сих пор используется редко. Принцип заключается в измерении линейного перемещения стального тросика, опущенного в скважину, пробуренную буром с паровым или электрическим приводом (рис. 3.27). При опускании поверхности тросик наматывается на подпружиненную катушку. В работе Hulth (2010) предлагается использовать эту методику для ледников, а в настоящее время она применяется на других объектах (см., например, van Tiggelen et al., 2020).
- c) **Камера наблюдения за рейкой.** Другая методология автоматического наблюдения за абляцией в режиме, близком к реальному времени, заключается в использовании автоматической камеры наблюдения за рейкой для измерения баланса массы (Landmann et al., 2021). Камера, работающая от солнечных батарей, устанавливается на штатив на поверхности льда, который свободно прикреплен к рейке для измерения баланса массы (рис. 3.28). Система имеет небольшой вес (около 2 кг), и ее несложно смонтировать с помощью обычных реек для измерения баланса массы. Если камера установлена на отдельной рейке, установленной на расстоянии около 5 м от рейки для измерения баланса массы, система также может обеспечивать наблюдения за аккумуляцией снега в зимний период. Показания темпов абляции по снимкам считываются либо визуально, либо с помощью автоматизированных инструментов путем обработки изображений (Sold et al., 2021).

3.8.5 Источники ошибки и неопределенности

При использовании всех этих методов возможны ошибки и неверная интерпретация. Для датчика давления шланг должен быть заполнен достаточным количеством антифриза, чтобы мембрана датчика не подверглась хрупкому разрушению. Кроме того, для получения относительных изменений давления за счет опускания поверхности льда, а не суммы изменений давления воздуха и опускания поверхности льда необходима коррекция давления по давлению воздуха (Fausto et al., 2012).

Одной из сложностей, связанной с применением тросовых датчиков, является физическая установка и необходимость обеспечить устойчивую конструкцию, способную выдержать довольно громоздкий датчик. Если конструкция сдвигается и тросик не входит в отверстие вертикально, могут обнаружиться артефакты и нереалистичные изменения поверхности.

Аналогичным образом, при проведении измерений с помощью камеры необходимо обеспечить установку, исключающую значительный наклон конструкции, так, чтобы целевая рейка оставалась видимой в кадре.

По оценкам Fausto et al. (2012), точность значений абляции, полученных с помощью датчиков давления, сопоставима с точностью, полученной с помощью звуковой локации,

а временной дрейф составляет 1,6% за 4-летний период. Для тросовых датчиков Hulth (2010) оценивает абсолютную погрешность на уровне порядка ± 10 см для диапазона измерений датчика. Предполагается, что ошибки на коротких временных интервалах (дни) будут как минимум на порядок меньше. Погрешность автоматических камер составляет $\pm 1,5$ см в день (Landmann et al., 2021).



Рисунок 3.26. Схематическое изображение датчика давления в сборе, подсоединенного к АМС

Источник: Fausto et al. (2012); воспроизведено с разрешения журнала Journal of Glaciology

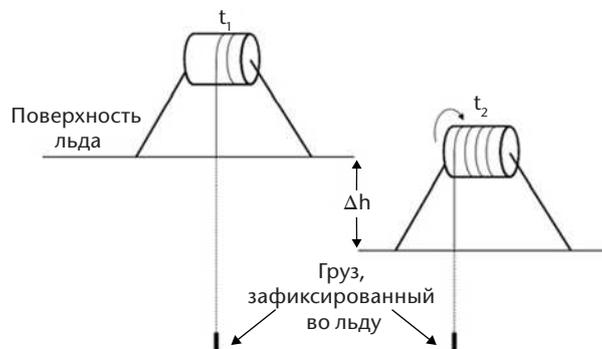


Рисунок 3.27. Схема измерений абляции с помощью тросового датчика. К концу тросика крепится груз, который фиксируется во льду. Прибор регистрирует относительное изменение высоты поверхности, Δh , за время t , вызванное чистой абляцией.

Источник: Hulth (2010); воспроизведено с разрешения журнала Journal of Glaciology

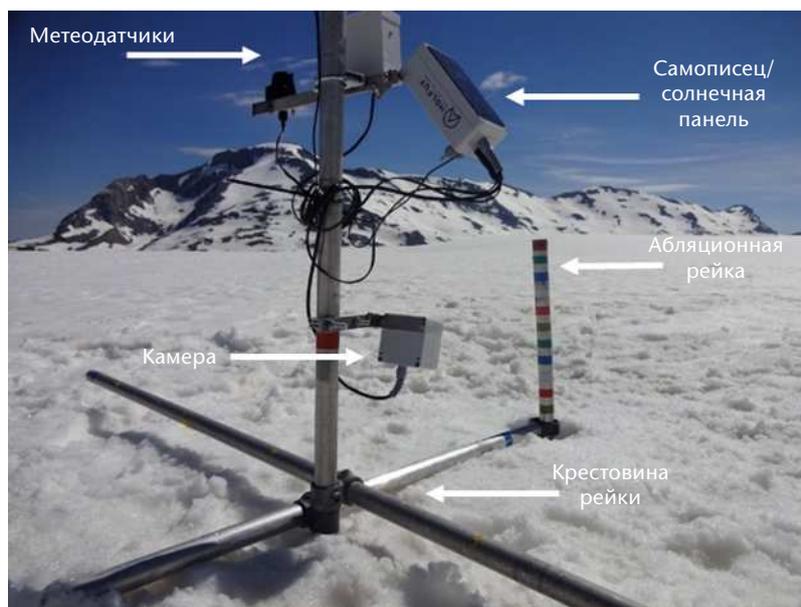


Рисунок 3.28. Система для проведения автоматизированных измерений абляции на основе камеры наблюдения за рейкой для измерения баланса массы

Источник: Landmann et al., 2021

3.9 РАСЧЕТ БАЛАНСА МАССЫ

3.9.1 Методы отображения и расчета баланса массы

После расчета зимнего и летнего балансов в каждом месте установки рейки полученные данные используются для вычисления баланса массы всего ледника. Обычно для построения и анализа данных о балансе массы используются методы профилирования и изображения рельефа горизонталями. Также используются статистические подходы и экстраполяция на основе моделей.

Метод профилирования. Этот метод включает в себя нанесение точечных данных о зимнем, летнем и годовом балансе в зависимости от высоты над уровнем моря. Этот метод часто подходит для отдельных ледников или для отдельных бассейнов движения льда на ледяных шапках. Значения баланса массы, относящиеся к каждому стометровому (или более узкому) диапазону высот, используются вместе с данными о гипсометрии ледника – распределении площади с высотой — для расчета объема, добавленного к каждому диапазону высот или утраченного из него. Затем общий объем, добавленный ко всему леднику или утраченный из него, получают путем суммирования и делят на общую площадь, чтобы получить средний водный эквивалент аккумуляции (или абляции) на леднике в целом. Затем рассчитываются зимний, летний и годовые балансы с учетом особенностей используемой системы времени ([раздел 3.6](#)).

На рис. 3.29 этот метод показан на примере бассейна Сатуйокудль ледниковой шапки Хофсйокудль, Исландия. Увеличение зимнего баланса с высотой может быть аппроксимировано линейной функцией (рис. 3.29 b)), а летний баланс – двумя линейными приближениями с разными наклонами. Для показанного случая летний баланс положителен на высоте выше 1550 м, но отрицателен ниже 1550 м. Изменение уклона на высоте 1300 м связано с более быстрым таянием ледникового льда, обнажающегося в зоне абляции ниже 1300 м во второй половине сезона абляции, когда зимний слой уже растаял. Черная линия показывает чистый баланс, на основании которого можно сделать вывод, что высота линии равновесия (ВЛР), на которой чистый баланс равен нулю, в 2020 году составит 1275 м. Наряду с распределением площади и высоты для этой части Хофсйокудль (рис. 3.29 а)), точечные данные позволяют рассчитать усредненные по площади зимний, летний и годовые балансы для всего бассейна.

Метод изображения рельефа горизонталями. Другой метод основан на нанесении изолиний баланса массы (линий равного баланса массы) на карту ледника на основе точечных данных. Это можно сделать с помощью программного обеспечения ГИС. Этот метод особенно подходит для ледяных шапок, но может применяться для ледников любого размера. Для зимнего, летнего и годового баланса можно составить отдельные карты. Для построения изолиний необходимо знать условия на леднике, например, влияние рельефа поверхности и преобладающих ветров на распределение аккумуляции снега. Затем площадь каждого интервала между двумя изолиниями баланса массы умножается на значение, представленное этими линиями, и суммирование по всей площади дает баланс массы ледника. См. пример на рисунке 3.30.

Статистические подходы. Для получения данных о балансе массы всего ледника на основе точечных измерений разработано несколько статистических подходов различной сложности. Например, мощным подходом является экстраполяция на пространственный масштаб на основе кригинга при наличии относительно плотной сети реек для измерения баланса массы (см., например, Hock and Jensen, 1999). Однако наряду с этим также используются и простые подходы, такие как линейная модель баланса массы, первоначально предложенная Либутри (Liboutry, 1974) (см., например, Thibert et al., 2008). При таком подходе не делается попытка полной пространственной экстраполяции баланса массы, а пространственно-временная изменчивость баланса массы в масштабах всего ледника определяется непосредственно на основе точечных измерений. Этот метод также подходит для сетей с относительно небольшим количеством измерительных реек (Van Weusekom et al., 2010; O’Neel et al., 2019). Для экстраполяции зимних балансов можно также использовать регрессивные подходы на основе рельефа (или «топографические»). Для этого подхода необходим относительно большой объем данных, но он воспроизводит наблюдаемые закономерности пространственной изменчивости. Он используется с наборами георадарных данных (например, McGrath et al., 2015, 2018; Sold et al., 2016), а также традиционными наборами данных, полученными с помощью снежных шурфов и зондов (например, Pulwiski et al., 2018, 2019).

Экстраполяция на основе модели. Также применяется сочетание ежедневного моделирования баланса массы с уточнением за счет точечных наблюдений в полевых условиях, что расширяет вышеупомянутые подходы (см., например, Huss et al., 2009, 2021; Barandun et al., 2015). Основной подход заключается в использовании модели ежедневной распределенной аккумуляции и таяния с индексом температуры для получения баланса массы в районах, где измерения не проводились, и ее оптимизации для согласования

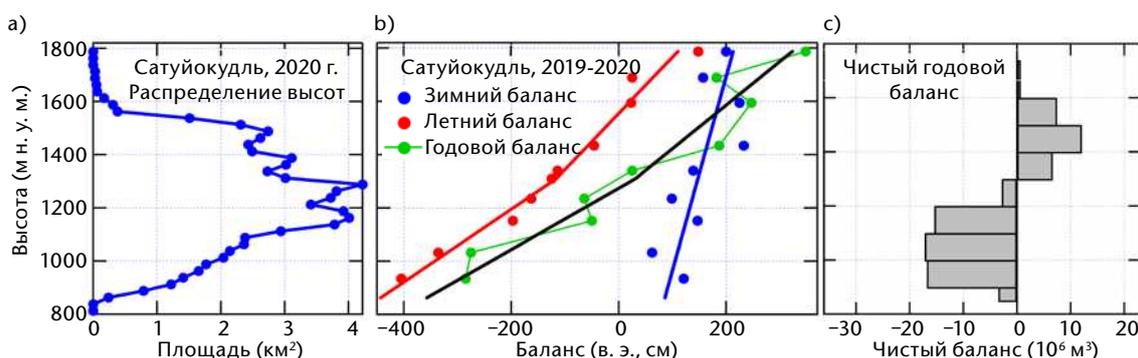


Рисунок 3.29. а) Распределение высот на Сатуйокудле, северном разрезе ледяной шапки Хофсйокудль, центральная часть Исландии. Точками обозначены участки каждого 25-метрового диапазона высот в интервале высот 800—1800 м. Общая площадь в 2020 году: 72,8 км². б) Точечные значения зимнего, летнего и годового баланса на разрезе север-юг, охватывающем Сатуйокудль, построенные в зависимости от высоты. в) Общий объем, добавленный или утраченный в каждом стометровом диапазоне высот в течение 2019—2020 гляциологического года. Результаты рассчитаны с использованием системы с плавающими датами (раздел 3.6.2).

Источник: данные Исландского метеорологического бюро

со всеми имеющимися сезонными измерениями в точке (рис. 3.31). Модель баланса массы рассматривается не как физическая модель, а как статистический инструмент для получения суточного временного разрешения на основе сезонных полевых данных и пространственной интерполяции точечных измерений, поддерживаемых моделью. Преимущества заключаются, например, в том, что в одну и ту же схему оценки могут включаться как зимние, так и годовые точечные данные, что обеспечивает согласованный анализ для всех ледников сети мониторинга. Кроме того, компоненты баланса массы (аккумуляция и абляция) могут быть разделены на основе модели, ограниченной сезонными наблюдениями, а баланс массы всего ледника можно извлечь за произвольные периоды времени (например, за гидрологический год), что важно для взаимного сравнения сигналов различных ледников.

3.9.2 Геодезические методы определения баланса массы

Баланс массы ледника за определенный промежуток времени можно рассчитать на основе повторных измерений высоты поверхности и изменения объема, произошедшего за период между двумя съемками. Эта процедура называется *геодезическим методом*. В целом можно выделить (преимущественно) воздушные геодезические съемки, которые

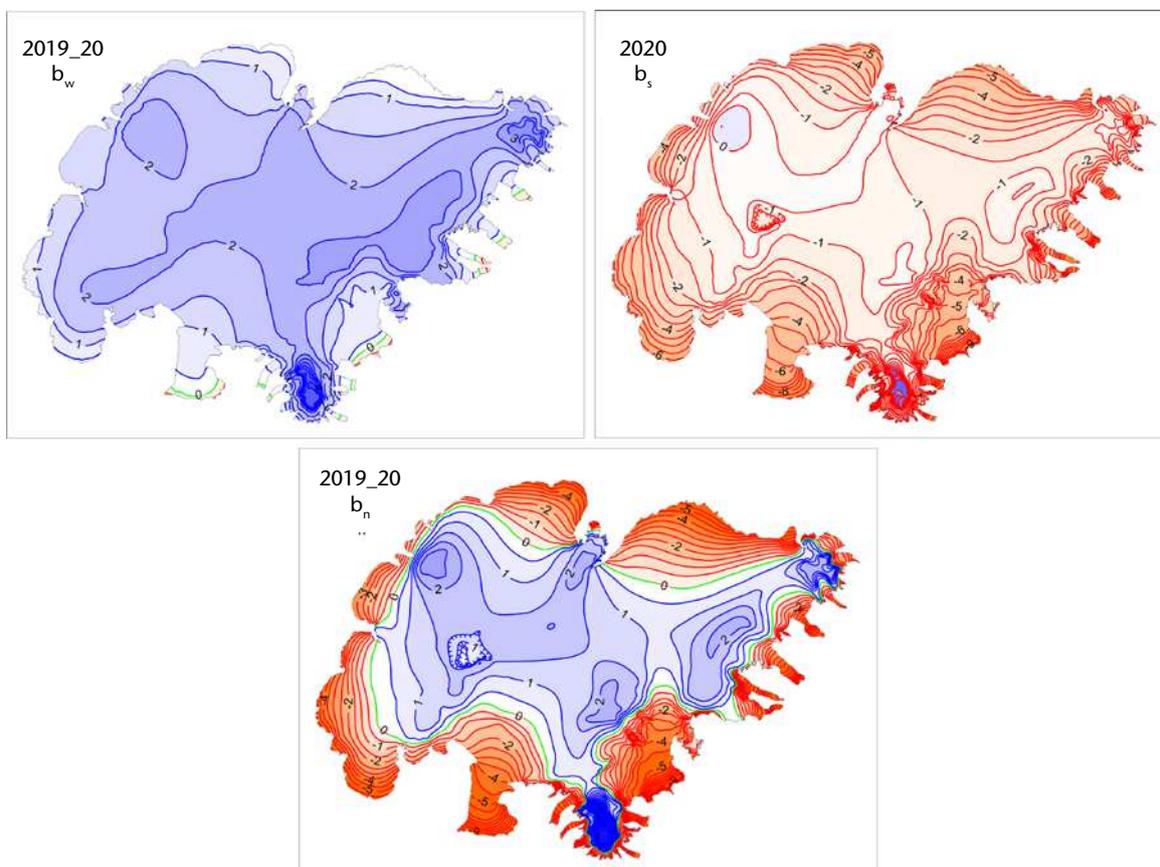


Рисунок 3.30 Зимний, летний и годовой поверхностный баланс массы ледяной шапки Ватнайокудль площадью 7700 км², Исландия, в 2019—2020 гляциологическом году, представленный с помощью метода изображения рельефа горизонталями. Среднее значение зимнего баланса для всей ледяной шапки в этом году составляет $B_w = 1,62$ м в.э. Среднее значение летнего баланса составляет $B_s = -2,02$ м в.э., и оно отрицательно на всей территории ледяной шапки, за исключением высот более 1900 м. Чистый годовой баланс в среднем составляет $B_n = -0,40$ м в.э. Климатические режимы на Ватнайокудле сильно колеблются, поэтому ВЛР на основных выходах обычно варьируется от 1100 м и 1500 м, что говорит о значительной межгодовой изменчивости.

Источник: Группа по гляциологии, Институт наук о Земле, Университет Исландии

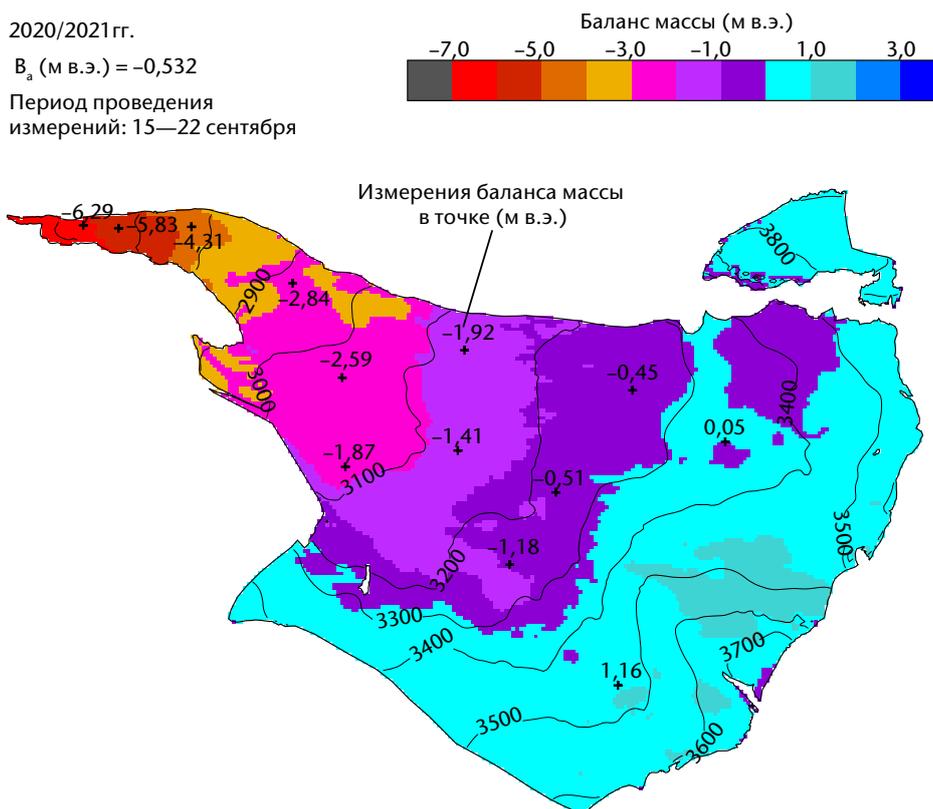


Рисунок 3.31. Экстраполяция на основе модели измеренного в точке баланса массы на леднике Финдель, Швейцария. Годовые наблюдения отмечены крестиками, а измеренный баланс массы в точке указан в м в.э. Пространственная изменчивость баланса массы определяется моделью ежедневного баланса массы, которая включает наблюдаемые закономерности распределения зимнего снега, а также другие соответствующие факторы, определяющие пространственную изменчивость баланса массы (такие как высота над уровнем моря, солнечная радиация и альbedo поверхности).

Источник: Мониторинг ледников в Швейцарии (GLAMOS)

применяются для валидации и калибровки гляциологических рядов баланса массы (см., например, Zemp et al., 2013), и (преимущественно) космические геодезические съемки для региональных оценок изменения массы (см., например, Brun et al., 2017). Последние достижения в области спутниковой обработки данных позволили составить карту изменений высоты поверхности с высоким пространственно-временным разрешением для всех ледников на Земле (Hugonnet et al. 2021).

На участках, где измерение баланса массы проводится гляциологическим методом, геодезические исследования рекомендуется проводить с интервалом примерно в 10 лет (Zemp et al., 2013). Для расчета геодезического баланса массы изменение высоты поверхности необходимо преобразовать в изменение массы с помощью коэффициента преобразования плотности (см. ниже). Геодезический метод также позволяет получать годовые и даже сезонные сигналы (Belart et al., 2017; Klug et al., 2018; Pelto et al., 2019). Недавняя работа на леднике Вулверин, Аляска, показывает потенциал использования повторных ЦМР, полученных на основе лидарных съемок и спутниковых снимков высокого разрешения, для расчета распределенных сезонных балансов с учетом вертикальной составляющей движения льда и уплотнения фирна (Zeller et al., 2022).

Для составления карты высот поверхности ледника можно использовать множество различных источников данных: наземные съемки (см., например, Kapitsa et al., 2020), съемки с БПЛА и аэрофотоснимки (см., например, Geissler et al., 2021), спутниковые

изображения (оптические и радарные) (см., например, Berthier et al., 2014; Brun et al., 2017) и лидарные съемки (см., например, Barrand et al., 2009; Klug et al., 2018). Съемки могут охватывать весь ледник или проводиться по разрезам, что дает профили высот, координатные облака или регулярные сетки высот поверхности. Источник данных зависит от размера ледника или региона, а также от имеющихся приборов/ресурсов. Очень маленький ледник может быть полностью нанесен на карту с помощью БПЛА или наземного лазерного сканирования; баланс массы ледников среднего размера может быть изображен с помощью аэрофотоснимков или воздушного лазерного сканирования, в то время как более крупные регионы лучше всего отображать с помощью спутниковых снимков. Оптимальное время для проведения геодезических исследований – конец сезона абляции. Результаты съемок, полученные в два разных момента времени, обычно преобразуются в ЦМР, а затем эти две ЦМР дифференцируются с применением одинаковых исходных точек и проекций с помощью программного обеспечения ГИС (рис. 3.31 и 3.32). Несоответствие между ЦМР нужно учесть путем совместной регистрации ЦМР. Обычно это делается путем сравнения устойчивой местности за пределами ледника и проверки на смещения (Nuth and Kääb, 2011). Можно оценить систематические и случайные ошибки геодезического метода (см., например, Zemp et al., 2013), особенно при сравнении с данными гляциологических наблюдений (см. [раздел 3.9.4](#)).

Контурные ледников ([раздел 3.3.2](#)) позволяют получить маски ледников (многоугольники) для двух периодов. Если для разграничения ледников используются ледоразделы, то для обоих периодов следует использовать один и тот же ледораздел. Если для одной или обеих съемок используются профили, то вычисляется разность наборов точечных данных (при повторном картировании профилей) или набора точечных данных и набора данных ЦМР, а полученные разности точечных данных интерполируются для расчета средних значений для всего ледника.

Геодезический баланс массы, B_{geod} (в м в.э. а⁻¹), рассчитывается путем умножения изменения объема, ΔV , на коэффициент преобразования плотности, $f_{\Delta V}$ и последующего деления на среднюю площадь ледника за две съемки (при предположении о линейном изменении площади со временем) A_m и временном интервале Δt между двумя съемками:

$$B_{geod} = (\Delta V \cdot f_{\Delta V}) / (A_m \cdot \Delta t) \quad (3.4)$$

Коэффициент преобразования плотности $f_{\Delta V}$ часто устанавливается равным 850 ± 60 кг м⁻³ (Huss, 2013), что позволяет учесть изменения объема и плотности фирна, которые происходят одновременно с уменьшением или увеличением объема ледника. Однако на коротких временных интервалах (<5 лет) и при небольших изменениях объема значения $f_{\Delta V}$ могут сильно отклоняться от рекомендуемого эталонного значения и, таким образом, могут служить значительным источником неопределенности.

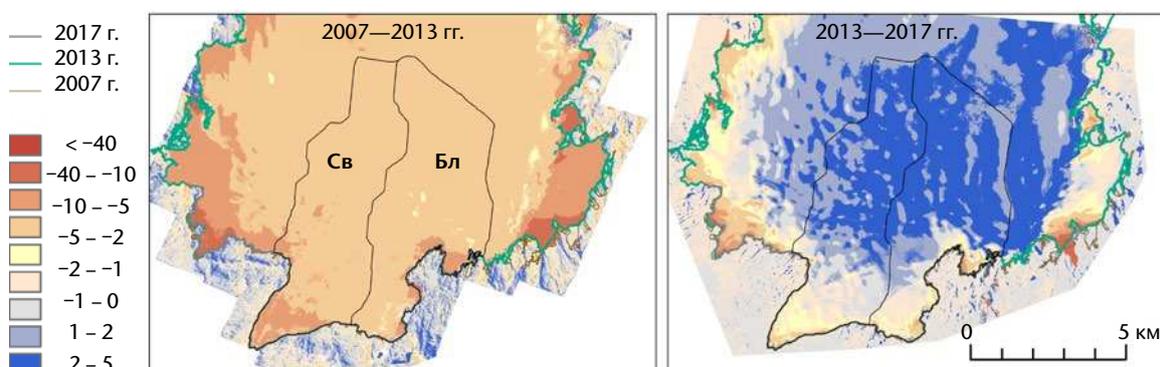


Рисунок 3.32. Пример изменения высоты южной части Сондре (Южный) Фольгефонна, Норвегия, 2007—2013 гг. и 2013—2017 гг. на основе дифференциации ЦМР, полученной с помощью воздушного лазерного сканирования в 2007, 2013 и 2017 гг. Отмечены ледниковые бассейны Свелъгьябрин (Sv) и Бломстольскардсбрин (Bl).

3.9.3 **Обнаружение и коррекция систематической погрешности в записях гляциологического баланса массы**

Для обеспечения долгосрочной согласованности рядов гляциологического баланса массы важно периодически проводить валидацию с независимыми геодезическими исследованиями для выявления систематических погрешностей (см., например, Zemp et al., 2013). При проведении гляциологических исследований нередко присутствует систематическая погрешность, так как для оценки состояния всего ледника по результатам точечных измерений требуется экстраполяция. В связи с этим большое значение приобретают гомогенизация и повторный анализ записей баланса массы, и они часто проводятся в рамках программ мониторинга (см., например, Cox and March, 2004; Huss et al., 2009; Zemp et al., 2010; Andreassen et al., 2016; O'Neel et al., 2019). Основная методика заключается в сравнении кумулятивного изменения массы, полученного на основе ежегодных гляциологических обследований, с геодезическим изменением массы за тот же период. В то время как гляциологический баланс массы обеспечивает высокое временное разрешение, а также пространственное распределение компонентов баланса массы, геодезические исследования точнее фиксируют сигнал об изменении массы всего ледника.

Прежде чем сравнивать кумулятивные годовые балансы массы с геодезическими изменениями объема льда, необходимо учесть различия в датах этих независимых методов сбора данных. Это можно обеспечить путем сложения общего изменения массы, рассчитанного с помощью модели баланса массы за период между датой получения данных геодезической съемки и датой полевых измерений.

В идеальном случае кумулятивный прямой баланс массы совпадает с геодезическим изменением массы. В работе Zemp et al. (2013) предложена подробная схема принятия решения о том, является ли несоответствие между кумулятивным гляциологическим балансом массы и геодезическими изменениями массы значительным и нужно ли его корректировать. Это в основном зависит от расчетных неопределенностей прямых точечных наблюдений и баланса массы, экстраполированного на весь ледник, а также от неопределенности геодезических изменений объема льда. Если между гляциологическими и геодезическими рядами существует значительное расхождение, предлагается обновить интерполяцию точечного баланса массы *in situ* на весь ледник, чтобы получить скорректированный кумулятивный ряд, который будет лучше согласовываться с геодезическими изменениями массы.

На рисунке 3.33 показано сравнение многолетних годовых измерений баланса массы *in situ* (синий цвет) с независимыми изменениями объема, полученными в результате геодезических исследований (красный цвет) на леднике Аллалин, Швейцария. В большинстве периодов наблюдается удовлетворительное соответствие между кумулятивным годовым балансом массы, основанным на прямых измерениях, и изменениями высоты, полученными с помощью дистанционного зондирования, и коррективировка рядов гляциологических данных не потребовалась (Huss et al., 2015).

3.9.4 **Неопределенность в изменениях массы, определенных геодезическим методом**

При применении геодезического метода для оценки изменений массы необходимо проводить подробный расчет неопределенностей. С учетом многообразия подходов к получению ЦМР – от наземной фотограмметрии и аэрофотограмметрии до спутниковой радиолокации и альтиметрии – исчерпывающее описание методик расчета неопределенностей выходит за рамки данной главы. Тем не менее, есть ряд важных общих аспектов, характеризующих неопределенности при использовании геодезического метода. Можно провести различие между неопределенностями, обусловленными: 1) случайными ошибками в локальной высоте поверхности, 2) систематическими ошибками в масштабах ледников или регионов в целом, 3) влиянием неточных контуров ледников и 4) преобразованием объема в изменения массы. В то время как для 1) важны качество и разрешение имеющихся снимков и условия их получения, для 2) необходимо



Рисунок 3.33. Ледник Аллалин, Швейцария: сравнение годовых рядов баланса массы, полученных на основе гляциологического метода (синий цвет), с независимыми изменениями объема льда (красный цвет), полученными на основе периодических геодезических съемок

Источник: Huss et al. (2015)

рассмотреть возможность одновременной регистрации цифровых моделей рельефа, а также потенциальных систематических погрешностей (например, из-за проникновения радиолокационных волн в снег и фирн). Получить более подробную информацию об отдельных процессах, характеризующих общую неопределенность, а также об их оценке и сочетании читатель может из таких источников, как Rolstad et al. (2009), Nuth and Kääb (2011) и Joerg et al. (2012). В работе Hugonnet et al. (2022) представлен всеобъемлющий обзор, позволяющий согласовывать неопределенности геодезического метода в масштабах от местного до регионального.

ПРИЛОЖЕНИЕ. МЕРЫ БЕЗОПАСНОСТИ ВО ВРЕМЯ ПОЛЕВЫХ РАБОТ НА ЛЕДНИКАХ

Цель

Работа на ледниках и вблизи них сопряжена с многочисленными опасностями: ледниковые трещины, внезапные ледниковые паводки, суровые погодные условия, ледяные лавины и многое другое. В связи с этим крайне важно, чтобы сотрудники, проводящие гляциологические полевые работы, обладали соответствующими знаниями об условиях на ледниках, проходили надлежащую подготовку и имели полный доступ к защитному снаряжению (рисунок 3.34). Необходимо регулярно проводить обучение.

Это резюме основано на документе, подготовленном для сотрудников Норвежского директората по водным ресурсам и энергетике (НВЭ), и включает в себя краткий перечень важнейшего снаряжения, узлов и навыков, необходимых для безопасного передвижения по ледникам. В нем также изложены базовые знания для сотрудников, выполняющих полевые работы на ледниках. Также можно использовать и другие проверенные методы, которые дают аналогичный или лучший результат. Полный перевод доступен на сайте: <https://www.nve.no/hydrology/glaciers/safety-on-and-near-glaciers/>.

Индивидуальное защитное снаряжение, необходимое для работы на ледниках

- 1 веревка (30 м × 9 мм). Минимальная маркировка "rando" (маркировка 0), предпочтительная маркировка – двойная (1/2). Срок службы — не более 10 лет с даты изготовления.
- 2 блока-ролика с зажимом
- 1 зажим для веревки (Tibloc)
- 2 короткие оттяжки (30 см) (или небольшие веревки для привязывания/зацепки – 1,2 м × 5 мм). Срок службы — не более 10 лет с даты изготовления.



Рисунок 3.34. Ходьба по покрытому снегом леднику на веревке, со снаряжением в обвязке, которое легко достать, и ледорубом и зондом в руках. Здесь используются две веревки, на одной из которых завязаны узлы для создания трения.

- 2 длинные оттяжки (120 см) (или веревочная стропа из 9-миллиметровой веревки, отрегулированная по длине тела). Срок службы — не более 10 лет с даты изготовления.
- 6 муфтованных карабинов; 5 карабинов с фиксатором и 1 HMS карабин
- 2 ледобура длиной около 21 см
- 1 обвязка; срок службы — не более 10 лет с даты изготовления
- 1 пара кошек
- 1 снеговая станция
- 1 сумка для снаряжения

Узлы

- С петлей на конце сложенного вдвое троса (привязывание, закрепление), см.: <https://www.animatedknots.com/figure-8-follow-through-loop-knot>
- Двойной или одинарный рыбацкий узел (для связывания веревок), см.: <http://www.animatedknots.com/doublefishermans>
- Схватывающий узел (узел Прусика, французский схватывающий узел) — привязывание/самоблокировка, см.: <http://www.animatedknots.com/prusik>
- Узел УИАА (спуск, рапеллинг), см.: <http://www.animatedknots.com/muntermule>
- Двойной полуштык, см.: <http://www.animatedknots.com/clovehalfhitches>

Рекомендуемое снаряжение для обвязки

- Передвижение пешком по голому льду: минимум один ледобур и одна длинная оттяжка для самостраховки при падении в трещину или при застревании
- Передвижение на лыжах или пешком по снегу: минимум один ледобур и одна длинная оттяжка для самостраховки при падении в трещину или при застревании
- Передвижение на вертолете по снегу/льду: неснаряженная обвязка, все снаряжение в свободном доступе внутри вертолета
- Снегоход: неснаряженная обвязка, все снаряжение в свободном доступе на снегоходе

Важные техники полевых работ

- Установка точек закрепления
- Страхование напарников с помощью точек закрепления
- Промежуточное закрепление
- Системы подъема для спасения из ледниковых трещин
- Спуск по канату
- Команды из двух альпинистов для снежных условий

- Спасение в команде из двух альпинистов
- Подъем по веревке с использованием узлов Прусика
- Выход из вертолета и подъем в вертолет на ледниках

Другие ресурсы, посвященные руководствам по передовому опыту в области безопасности

- Советы и техника безопасности при передвижении по ледникам на лыжах: <https://www.petzl.com/GB/en/Sport>
-

СПРАВОЧНАЯ И ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Andreassen, L. M.; Huss, M.; Melvold, K. et al. Ice Thickness Measurements and Volume Estimates for Glaciers in Norway. *Journal of Glaciology* **2015**, 61 (228), 763–775. <https://doi.org/10.3189/2015JoG14J161>.
- Andreassen, L. M.; Elvehøy, H.; Jackson, M. et al. *Glaciological Investigations in Norway 2011–2015*; Report 88-2016; Kjølmoen, B., Ed.; Norwegian Water Resources and Energy Directorate: Oslo, 2016a. <https://nve.brage.unit.no/nve-xmlui/handle/11250/2634000>.
- Andreassen, L. M.; Elvehøy, H.; Kjølmoen, B. et al. Reanalysis of Long-Term Series of Glaciological and Geodetic Mass Balance for 10 Norwegian Glaciers. *The Cryosphere* **2016b**, 10 (2), 535–552. <https://doi.org/10.5194/tc-10-535-2016>.
- Andreassen, L. M.; Elvehøy, H.; Kjølmoen, B. et al. Glacier Change in Norway since the 1960s – an Overview of Mass Balance, Area, Length and Surface Elevation Changes. *Journal of Glaciology* **2020**, 66 (256), 313–328. <https://doi.org/10.1017/jog.2020.10>.
- Andreassen, L. M.; Nagy, T.; Kjølmoen, B. et al. An Inventory of Norway's Glaciers and Ice-Marginal Lakes from 2018–19 Sentinel-2 Data. *Journal of Glaciology* **2022**, 68 (272), 1085–1106. <https://doi.org/10.1017/jog.2022.20>.
- Annan, A. P.; Cosway, S. W.; Sigurdsson, T. *GPR for Snow Pack Water Content*; European Association of Geoscientists & Engineers, 1994; cp. <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.300.33>.
- Barandun, M.; Huss, M.; Sold, L. et al. Re-Analysis of Seasonal Mass Balance at Abramov Glacier 1968–2014. *Journal of Glaciology* **2015**, 61 (230), 1103–1117. <https://doi.org/10.3189/2015JoG14J239>.
- Barrand, N. E.; Murray, T.; James, T. D. et al. Optimizing Photogrammetric DEMs for Glacier Volume Change Assessment Using Laser-Scanning Derived Ground-Control Points. *Journal of Glaciology* **2009**, 55 (189), 106–116. <https://doi.org/10.3189/002214309788609001>.
- Bauder, A.; Funk, M.; Huss, M. Ice-Volume Changes of Selected Glaciers in the Swiss Alps since the End of the 19th Century. *Annals of Glaciology* **2007**, 46, 145–149. <https://doi.org/10.3189/172756407782871701>.
- Bauder, A.; Mazzotti, G.; Berger, C. et al. Winter Accumulation Measurements on Alpine Glaciers Using Ground Penetrating Radar. In *2018 17th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR)*; 2018; 1–5. <https://doi.org/10.1109/ICGPR.2018.8441559>.
- Belart, J. M. C.; Berthier, E.; Magnússon, E. et al. Winter Mass Balance of Drangajökull Ice Cap (NW Iceland) Derived from Satellite Sub-Meter Stereo Images. *The Cryosphere* **2017**, 11 (3), 1501–1517. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1501-2017>.
- Berthier, E.; Vincent, C.; Magnússon, E. et al. Glacier Topography and Elevation Changes Derived from Pléiades Sub-Meter Stereo Images. *The Cryosphere* **2014**, 8 (6), 2275–2291. <https://doi.org/10.5194/tc-8-2275-2014>.
- Björnsson, H. *Hydrology of Ice Caps in Volcanic Regions*; Rit / Vísindafélag Íslendinga ; 45; Societas Scientiarum Islandica, University of Iceland: Reykjavík, 1988.
- Björnsson, H.; Pálsson, F. Radio-Echo Soundings on Icelandic Temperate Glaciers: History of Techniques and Findings. *Annals of Glaciology* **2020**, 61 (81), 25–34. <https://doi.org/10.1017/aog.2020.10>.
- Brun, F.; Berthier, E.; Wagnon, P. et al. A Spatially Resolved Estimate of High Mountain Asia Glacier Mass Balances from 2000 to 2016. *Nat. Geosci.* **2017**, 10 (9), 668–673. <https://doi.org/10.1038/ngeo2999>.
- Claerbout, J. F. *Imaging the Earth's Interior*; Blackwell Scientific Publications, Ltd.: Oxford, 1985.
- Cogley, J. G.; Hock, R.; Rasmussen, L. A. et al. *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms*; International Hydrological Programme (IHP) of the United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO), 2011. <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000192525>.
- Cox, L. H.; March, R. S. Comparison of Geodetic and Glaciological Mass-Balance Techniques, Gulkana Glacier, Alaska, U.S.A. *Journal of Glaciology* **2004**, 50 (170), 363–370. <https://doi.org/10.3189/172756504781829855>.
- Eythórsson, J. Variations of Glaciers in Iceland, 1930–47. *Journal of Glaciology* **1949**, 1 (5), 250–252. <https://doi.org/10.3189/002214349793702764>.
- Farinotti, D.; Brinkerhoff, D. J.; Clarke, G. K. C. et al. How Accurate Are Estimates of Glacier Ice Thickness? Results from ITMIX, the Ice Thickness Models Intercomparison eXperiment. *The Cryosphere* **2017**, 11 (2), 949–970. <https://doi.org/10.5194/tc-11-949-2017>.
- Farinotti, D.; Huss, M.; Fürst, J. J. et al. A Consensus Estimate for the Ice Thickness Distribution of All Glaciers on Earth. *Nature Geoscience* **2019**, 12 (3), 168–173. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0300-3>.

- Fausto, R. S.; As, D. V.; Ahlström, A. P. et al. Assessing the Accuracy of Greenland Ice Sheet Ice Ablation Measurements by Pressure Transducer. *Journal of Glaciology* **2012**, 58 (212), 1144–1150. <https://doi.org/10.3189/2012jogG12j075>.
- Fausto, R. S.; van As, D.; Mankoff, K. D. et al. Programme for Monitoring of the Greenland Ice Sheet (PROMICE) Automatic Weather Station Data. *Earth System Science Data* **2021**, 13 (8), 3819–3845. <https://doi.org/10.5194/essd-13-3819-2021>.
- Fierz, C.; Armstrong, R. L.; Durand, Y. et al. *The International Classification for Seasonal Snow on the Ground*; Technical documents in hydrology; 2009; Vol. 83. <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000186462>.
- Fischer, A.; Markl, G. Mass Balance Measurements on Hintereisferner, Kesselwandferner, and Jamtalferner 2003 to 2006. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* **2009**, 42, 47–83.
- Fischer, M.; Huss, M.; Barboux, C. et al. The New Swiss Glacier Inventory SGI2010: Relevance of Using High-Resolution Source Data in Areas Dominated by Very Small Glaciers. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* **2014**, 46 (4), 933–945. <https://doi.org/10.1657/1938-4246-46.4.933>.
- Forel, F.-A. *Les Variations Périodiques des Glaciers*. Extraits des Archives des sciences physiques et naturelles, XXXIV, 209. Commission Internationale des Glaciers: Geneva, 1895.
- Gärtner-Roer, I.; Naegeli, K.; Huss, M. et al. A Database of Worldwide Glacier Thickness Observations. *Global and Planetary Change* **2014**, 122, 330–344. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.09.003>.
- Gärtner-Roer, I.; Bast, A. (Ground) Ice in the Proglacial Zone. In *Geomorphology of Proglacial Systems: Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes*; Heckmann, T., Morche, D., Eds.; Geography of the Physical Environment; Springer International Publishing: Cham, 2019; 85–98. https://doi.org/10.1007/978-3-319-94184-4_6.
- Geibel, L.; Huss, M.; Kurzböck, C. et al. Rescue and Homogenisation of 140 Years of Glacier Mass Balance Data in Switzerland. *Glaciology* **2022** [preprint]. <https://doi.org/10.5194/essd-2022-56>.
- Geissler, J.; Mayer, C.; Jubanski, J. et al. Analyzing Glacier Retreat and Mass Balances Using Aerial and UAV Photogrammetry in the Ötztal Alps, Austria. *The Cryosphere* **2021**, 15 (8), 3699–3717. <https://doi.org/10.5194/tc-15-3699-2021>.
- Geist, T.; Elvehøy, H.; Jackson, M. et al. Investigations on Intra-Annual Elevation Changes Using Multi-Temporal Airborne Laser Scanning Data: Case Study Engabreen, Norway. *Annals of Glaciology* **2005**, 42, 195–201. <https://doi.org/10.3189/172756405781812592>.
- Glacier Monitoring Switzerland (GLAMOS). *Revised Strategy for Monitoring Glacier Length Variation*; Internal Report No 4; GLAMOS: 2020. http://doi.org/10.18752/intrep_4.
- Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS). Home page. <http://www.glims.org/>.
- Grab, M.; Mattea, E.; Bauder, A. et al. Ice Thickness Distribution of All Swiss Glaciers Based on Extended Ground-Penetrating Radar Data and Glaciological Modeling. *Journal of Glaciology* **2021**, 67 (266), 1074–1092. <https://doi.org/10.1017/jog.2021.55>.
- Grasegger, K.; Strapazon, G.; Procter, E. et al. Avalanche Survival After Rescue with the RECCO Rescue System: A Case Report. *Wilderness & Environmental Medicine* **2016**, 27 (2), 282–286. <https://doi.org/10.1016/j.wem.2016.02.004>.
- Hannesdóttir, H.; Sigurðsson, O.; Þrastarson, R. H. et al. A National Glacier Inventory and Variations in Glacier Extent in Iceland from the Little Ice Age Maximum to 2019. *Jökull* **2020**, 70 (1), 1–34. <https://doi.org/10.33799/jokull2020.70.001>.
- Hattersley-Smith, G. The Symposium on Glacier Mapping. *Can. J. Earth Sci.* **1966**, 3 (6), 737–741. <https://doi.org/10.1139/e66-055>.
- Helfricht, K.; Huss, M.; Fischer, A. et al. Calibrated Ice Thickness Estimate for All Glaciers in Austria. *Frontiers in Earth Science* **2019**, 7, 68. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00068>.
- Hock, R.; Jensen, H. Application of Kriging Interpolation for Glacier Mass Balance Computations. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* **1999**, 81 (4), 611–619.
- Hock, R.; Bliss, A.; Marzeion, B. et al. GlacierMIP – A Model Intercomparison of Global-Scale Glacier Mass-Balance Models and Projections. *Journal of Glaciology* **2019**, 65 (251), 453–467. <https://doi.org/10.1017/jog.2019.22>.
- Hugonnet, R.; McNabb, R.; Berthier, E. et al. Accelerated Global Glacier Mass Loss in the Early Twenty-First Century. *Nature* **2021**, 592 (7856), 726–731. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z>.
- Hugonnet, R.; Brun, F.; Berthier, E. et al. Uncertainty Analysis of Digital Elevation Models by Spatial Inference From Stable Terrain. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* **2022**, 15, 6456–6472. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2022.3188922>.
- Hulth, J. Using a Draw-Wire Sensor to Continuously Monitor Glacier Melt. *Journal of Glaciology* **2010**, 56 (199), 922–924. <https://doi.org/10.3189/002214310794457290>.

- Huss, M. Density Assumptions for Converting Geodetic Glacier Volume Change to Mass Change. *The Cryosphere* **2013**, 7 (3), 877–887. <https://doi.org/10.5194/tc-7-877-2013>.
- Huss, M.; Bauder, A.; Funk, M. Homogenization of Long-Term Mass-Balance Time Series. *Annals of Glaciology* **2009**, 50 (50), 198–206. <https://doi.org/10.3189/172756409787769627>.
- Huss, M.; Dhulst, L.; Bauder, A. New Long-Term Mass-Balance Series for the Swiss Alps. *Journal of Glaciology* **2015**, 61 (227), 551–562. <https://doi.org/10.3189/2015JoG15J015>.
- Huss, M.; Bauder, A.; Linsbauer, A. et al. More than a Century of Direct Glacier Mass-Balance Observations on Claridenfirn, Switzerland. *Journal of Glaciology* **2021**, 67 (264), 697–713. <https://doi.org/10.1017/jog.2021.22>.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*; Masson-Delmotte, V., Zhai P., Pirani A. et al., Eds.; Cambridge University Press: Cambridge, UK, and New York, USA, 2021. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>.
- Joerg, P. C.; Morsdorf, F.; Zemp, M. Uncertainty Assessment of Multi-Temporal Airborne Laser Scanning Data: A Case Study on an Alpine Glacier. *Remote Sensing of Environment* **2012**, 127, 118–129. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.08.012>.
- Jóhannesson, T.; Björnsson, H.; Magnússon, E. et al. Ice-Volume Changes, Bias Estimation of Mass-Balance Measurements and Changes in Subglacial Lakes Derived by Lidar Mapping of the Surface of Icelandic Glaciers. *Annals of Glaciology* **2013**, 54 (63), 63–74. <https://doi.org/10.3189/2013AoG63A422>.
- Kapitsa, V.; Shahgedanova, M.; Severskiy, I. et al. Assessment of Changes in Mass Balance of the Tuyuksu Group of Glaciers, Northern Tien Shan, Between 1958 and 2016 Using Ground-Based Observations and Pléiades Satellite Imagery. *Frontiers in Earth Science* **2020**, 8. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2020.00259>.
- Kaser, G.; Fountain, A.; Jansson, P. et al. *A Manual for Monitoring the Mass Balance of Mountain Glaciers with Particular Attention to Low Latitude Characteristics*; SC.2003/WS/4; 2003; 137. <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000129593>.
- Kienholz, C.; Rich, J. L.; Arendt, A. A. et al. A New Method for Deriving Glacier Centerlines Applied to Glaciers in Alaska and Northwest Canada. *The Cryosphere* **2014**, 8 (2), 503–519. <https://doi.org/10.5194/tc-8-503-2014>.
- Klug, C.; Bollmann, E.; Galos, S. P. et al. Geodetic Reanalysis of Annual Glaciological Mass Balances (2001–2011) of Hintereisferner, Austria. *The Cryosphere* **2018**, 12 (3), 833–849. <https://doi.org/10.5194/tc-12-833-2018>.
- Kohler, J.; Moore, J.; Kennett, M. et al. Using Ground-Penetrating Radar to Image Previous Years' Summer Surfaces for Mass-Balance Measurements. *Annals of Glaciology* **1997**, 24, 355–360. <https://doi.org/10.3189/S0260305500012441>.
- Kurbzöck, C.; Huss, M. *A Best Practice Guide for Long-Term Glacier Monitoring in Switzerland*. **2021**, 60 pp. https://doi.org/10.18752/INTREP_5.
- Landmann, J. M.; Künsch, H. R.; Huss, M. et al. Assimilating Near-Real-Time Mass Balance Stake Readings into a Model Ensemble Using a Particle Filter. *The Cryosphere* **2021**, 15 (11), 5017–5040. <https://doi.org/10.5194/tc-15-5017-2021>.
- Lapazaran, J. J.; Otero, J.; Martín-Español, A. et al. On the Errors Involved in Ice-Thickness Estimates I: Ground-Penetrating Radar Measurement Errors. *Journal of Glaciology* **2016**, 62 (236), 1008–1020. <https://doi.org/10.1017/jog.2016.93>.
- Leclercq, P. W.; Oerlemans, J.; Basagic, H. J. et al. A Data Set of Worldwide Glacier Length Fluctuations. *The Cryosphere* **2014**, 8 (2), 659–672. <https://doi.org/10.5194/tc-8-659-2014>.
- Leigh, J. R.; Stokes, C. R.; Carr, R. J. et al. Identifying and Mapping Very Small (<0.5 Km²) Mountain Glaciers on Coarse to High-Resolution Imagery. *Journal of Glaciology* **2019**, 65 (254), 873–888. <https://doi.org/10.1017/jog.2019.50>.
- Lindbäck, K.; Kohler, J.; Pettersson, R. et al. Subglacial Topography, Ice Thickness, and Bathymetry of Kongsfjorden, Northwestern Svalbard. *Earth System Science Data* **2018**, 10 (4), 1769–1781. <https://doi.org/10.5194/essd-10-1769-2018>.
- Linsbauer, A.; Huss, M.; Hodel, E. et al. The New Swiss Glacier Inventory SGI2016: From a Topographical to a Glaciological Dataset. *Frontiers in Earth Science* **2021**, 9. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2021.704189>.
- Lliboutry, L. Multivariate Statistical Analysis of Glacier Annual Balances. *Journal of Glaciology* **1974**, 13 (69), 371–392. <https://doi.org/10.3189/S0022143000023169>.
- Lutz, A. F.; Immerzeel, W. W.; Shrestha, A. B. et al. Consistent Increase in High Asia's Runoff Due to Increasing Glacier Melt and Precipitation. *Nature Climate Change* **2014**, 4 (7), 587–592. <https://doi.org/10.1038/nclimate2237>.

- Machguth, H.; Eisen, O.; Paul, F. et al. Strong Spatial Variability of Snow Accumulation Observed with Helicopter-Borne GPR on Two Adjacent Alpine Glaciers. *Geophysical Research Letters* **2006**, 33 (13). <https://doi.org/10.1029/2006GL026576>.
- Magnússon, E.; Pálsson, F.; Gudmundsson, M. T. et al. Development of a Subglacial Lake Monitored with Radio-Echo Sounding: Case Study from the Eastern Skaftá Cauldron in the Vatnajökull Ice Cap, Iceland. *The Cryosphere* **2021a**, 15 (8), 3731–3749. <https://doi.org/10.5194/tc-15-3731-2021>.
- Magnússon, E.; Pálsson, F.; Jarosch, A. et al. The Bedrock and Tephra Layer Topography within the Glacier-Filled Katla Caldera, Iceland, Deduced from Dense RES-Survey. *Jökull* **2021b**, 71, 39–70. <https://doi.org/10.33799/jokull2021.71.039>.
- Martín-Español, A.; Lapazarán, J. J.; Otero, J. et al. On the Errors Involved in Ice-Thickness Estimates III: Error in Volume. *Journal of Glaciology* **2016**, 62 (236), 1030–1036. <https://doi.org/10.1017/jog.2016.95>.
- Mass-balance terms. *Journal of Glaciology* 1969, 8 (52), 3–7. <https://doi.org/10.3189/S0022143000020736>.
- Maussion, F.; Hock, R.; Paul, F. et al. *A New Working Group on the Randolph Glacier Inventory (RGI) and Its Role in Future Glacier Monitoring*; Copernicus, 2020. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-9888>.
- Mayo, L. R.; Meier, M. F.; Tangborn, W. V. A System to Combine Stratigraphic and Annual Mass-Balance Systems: A Contribution to the International Hydrological Decade. *Journal of Glaciology* **1972**, 11 (61), 3–14. <https://doi.org/10.3189/S0022143000022449>.
- McGrath, D.; Sass, L.; O’Neel, S. et al. End-of-Winter Snow Depth Variability on Glaciers in Alaska. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **2015**, 120 (8), 1530–1550. <https://doi.org/10.1002/2015JF003539>.
- McGrath, D.; Sass, L.; O’Neel, S. et al. Interannual Snow Accumulation Variability on Glaciers Derived from Repeat, Spatially Extensive Ground-Penetrating Radar Surveys. *The Cryosphere* **2018**, 12 (11), 3617–3633. <https://doi.org/10.5194/tc-12-3617-2018>.
- McNabb, R. W.; Hock, R. Alaska Tidewater Glacier Terminus Positions, 1948–2012. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **2014**, 119 (2), 153–167. <https://doi.org/10.1002/2013JF002915>.
- Mingo, L.; Flowers, G. E. An Integrated Lightweight Ice-Penetrating Radar System. *Journal of Glaciology* **2010**, 56 (198), 709–714. <https://doi.org/10.3189/002214310793146179>.
- Moon, T.; Joughin, I. Changes in Ice Front Position on Greenland’s Outlet Glaciers from 1992 to 2007. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **2008**, 113 (F2). <https://doi.org/10.1029/2007JF000927>.
- Müller, F. et al. *Perennial Ice and Snow Masses*; IAHS Technical Papers in Hydrology 1; United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO): Paris, 1970.
- Müller, F.; Cafilisch, T.; Müller, G. *Instructions for Compilation and Assemblage of Data for a World Glacier Inventory: Supplement: Identification/Glacier Number*; Zürich: Federal Institute of Technology, 1978.
- Nussbaumer, S. U.; Nesje, A.; Zumbühl, H. J. Historical Glacier Fluctuations of Jostedalbreen and Folgefonna (Southern Norway) Reassessed by New Pictorial and Written Evidence. *The Holocene* **2011**, 21, 455–471. <https://doi.org/10.1177/0959683610385728>.
- Nuth, C.; Kääb, A. Co-Registration and Bias Corrections of Satellite Elevation Data Sets for Quantifying Glacier Thickness Change. *The Cryosphere* **2011**, 5 (1), 271–290. <https://doi.org/10.5194/tc-5-271-2011>.
- Oerlemans, J. Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records. *Science* **2005**, 308 (5722), 675–677. <https://doi.org/10.1126/science.1107046>.
- O’Neel, S.; McNeil, C.; Sass, L. C. et al. Reanalysis of the US Geological Survey Benchmark Glaciers: Long-Term Insight into Climate Forcing of Glacier Mass Balance. *Journal of Glaciology* **2019**, 65 (253), 850–866. <https://doi.org/10.1017/jog.2019.66>.
- Østrem, G.; Brugman, M. *Glacier Mass-Balance Measurements: A Manual for Field and Office Work*; NHRI Science Report No. 4; Norwegian Water Resources and Energy Administration: Oslo; National Hydrology Research Institute: Saskatoon, Canada, 1991; 224. <https://publications.gc.ca/site/eng/9.608459/publication.html>.
- Paul, F.; Kääb, A.; Maisch, M. et al. The New Remote-Sensing-Derived Swiss Glacier Inventory: I. Methods. *Annals of Glaciology* **2002**, 34, 355–361. <https://doi.org/10.3189/172756402781817941>.
- Paul, F.; Barry, R. G.; Cogley, J. G. et al. Recommendations for the Compilation of Glacier Inventory Data from Digital Sources. *Annals of Glaciology* **2009**, 50 (53), 119–126. <https://doi.org/10.3189/172756410790595778>.
- Paul, F.; Barry, R. G.; Cogley, J. G. et al. *Guidelines for the Compilation of Glacier Inventory Data from Digital Sources*; WGMS-GLIMS-GlobGlacier, 2010. https://globalcryospherewatch.org/bestpractices/docs/paul_guidelines_inventory_2010.pdf.

- Paul, F.; Andreassen, L. M.; Winsvold, S. H. A New Glacier Inventory for the Jostedalbreen Region, Norway, from Landsat TM Scenes of 2006 and Changes since 1966. *Annals of Glaciology* **2011**, 52 (59), 153–162. <https://doi.org/10.3189/172756411799096169>.
- Paul, F.; Barrand, N. E.; Baumann, S. et al. On the Accuracy of Glacier Outlines Derived from Remote-Sensing Data. *Annals of Glaciology* **2013**, 54 (63), 171–182. <https://doi.org/10.3189/2013AoG63A296>.
- Paul, F.; Winsvold, S. H.; Kääb, A. et al. Glacier Remote Sensing Using Sentinel-2. Part II: Mapping Glacier Extents and Surface Facies, and Comparison to Landsat 8. *Remote Sensing* **2016**, 8 (7), 575. <https://doi.org/10.3390/rs8070575>.
- Paul, F.; Rastner, P.; Azzoni, R. S. et al. Glacier Shrinkage in the Alps Continues Unabated as Revealed by a New Glacier Inventory from Sentinel-2. *Earth System Science Data* **2020**, 12 (3), 1805–1821. <https://doi.org/10.5194/essd-12-1805-2020>.
- Pelto, B. M.; Menounos, B.; Marshall, S. J. Multi-Year Evaluation of Airborne Geodetic Surveys to Estimate Seasonal Mass Balance, Columbia and Rocky Mountains, Canada. *The Cryosphere* **2019**, 13 (6), 1709–1727. <https://doi.org/10.5194/tc-13-1709-2019>.
- Pfeffer, W. T.; Arendt, A. A.; Bliss, A. et al. The Randolph Glacier Inventory: A Globally Complete Inventory of Glaciers. *Journal of Glaciology* **2014**, 60 (221), 537–552. <https://doi.org/10.3189/2014JoG13J176>.
- Plewes, L. A.; Hubbard, B. A Review of the Use of Radio-Echo Sounding in Glaciology. *Progress in Physical Geography* **2001**, 25 (2), 203–236. <https://doi.org/10.1177/030913330102500203>.
- Pulwiski, A.; Flowers, G. E.; Bingham, D. Pursuit of Optimal Design for Winter-Balance Surveys of Valley-Glacier Ablation Areas. *Frontiers in Earth Science* **2019**, 7 (199). <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00199>.
- Pulwiski, A.; Flowers, G. E.; Radić, V. et al. Estimating Winter Balance and Its Uncertainty from Direct Measurements of Snow Depth and Density on Alpine Glaciers. *Journal of Glaciology* **2018**, 64 (247), 781–795. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.68>.
- Purdie, H.; Anderson, B.; Chinn, T. et al. Franz Josef and Fox Glaciers, New Zealand: Historic Length Records. *Global and Planetary Change* **2014**, 121, 41–52. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.06.008>.
- Racoviteanu, A. E.; Paul, F.; Raup, B. et al. Challenges and Recommendations in Mapping of Glacier Parameters from Space: Results of the 2008 Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) Workshop, Boulder, Colorado, USA. *Annals of Glaciology* **2009**, 50 (53), 53–69. <https://doi.org/10.3189/172756410790595804>.
- Ramsankaran, R.; Pandit, A.; Azam, M. F. Spatially Distributed Ice-Thickness Modelling for Chhota Shigri Glacier in Western Himalayas, India. *International Journal of Remote Sensing* **2018**, 39 (10), 3320–3343. <https://doi.org/10.1080/01431161.2018.1441563>.
- Rau, F.; Mauz, F.; Vogt, S. et al. *Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual*; GLIMS, 2005. http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Glacier-Classification-Manual_V1_2005-02-10.pdf.
- Raup, B.; S. J. S. Khalsa. *GLIMS Analysis Tutorial*; GLIMS, 2010. https://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Analysis_Tutorial_a4.pdf.
- Rekstad, J. *Iakttagelser fra bræer i Sogn og Nordfjord*; NGU, 1902. https://openarchive.ngu.no/ngu-xmlui/bitstream/handle/11250/2675062/NGUnr_34_3_Rekstad_s.1-47.pdf.
- RGI Consortium. *Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0, GLIMS Technical Report*; Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS): Boulder, USA, 2017. <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>.
- Rolstad, C.; Haug, T.; Denby, B. Spatially Integrated Geodetic Glacier Mass Balance and Its Uncertainty Based on Geostatistical Analysis: Application to the Western Svartisen Ice Cap, Norway. *Journal of Glaciology* **2009**, 55 (192), 666–680. <https://doi.org/10.3189/002214309789470950>.
- Ruddiman, W. F. *Earth's Climate: Past and Future*, Third edition; W. H. Freeman and Company: New York, 2014.
- Schuler, T. V.; Loe, E.; Taurisano, A. et al. Calibrating a Surface Mass-Balance Model for Austfonna Ice Cap, Svalbard. *Annals of Glaciology* **2007**, 46, 241–248. <https://doi.org/10.3189/172756407782871783>.
- Sigurðsson, O. Glacier Variations in Iceland 1930–1995. From the Database of the Iceland Glaciological Society. *Jökull* **1998**, 45, 3–25. <https://doi.org/10.33799/jokull1998.45.003>.
- Sold, L.; Huss, M.; Hoelzle, M. et al. Methodological Approaches to Infer End-of-Winter Snow Distribution on Alpine Glaciers. *Journal of Glaciology* **2013**, 59 (218), 1047–1059. <https://doi.org/10.3189/2013JoG13J015>.
- Sold, L.; Huss, M.; Machguth, H. et al. Mass Balance Re-Analysis of Findelengletscher, Switzerland; Benefits of Extensive Snow Accumulation Measurements. *Frontiers in Earth Science* **2016**, 4 (18). <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00018>.

- Sold, L.; Landmann, J. M.; Borner, J. et al. *Automated Real-time Ice Ablation Readings Using in Situ Cameras and Computer Vision Techniques*; Copernicus, 2021. https://presentations.copernicus.org/EGU21/EGU21-7663_presentation.pdf.
- Talalay, P. G. *Mechanical Ice Drilling Technology*; Springer: Singapore, 2016. <https://doi.org/10.1007/978-981-10-0560-2>.
- Thibert, E.; Blanc, R.; Vincent, C. et al. Glaciological and Volumetric Mass-Balance Measurements: Error Analysis over 51 Years for Glacier de Sarnes, French Alps. *Journal of Glaciology* **2008**, 54 (186), 522–532. <https://doi.org/10.3189/002214308785837093>.
- Thorsteinsson, T. *Distribution of Winter Balance on Hofsjökull Measured with GPR — I. Report* (in Icelandic); Icelandic Meteorological Office, 2016.
- van Beusekom, A. E., O’Neel, S. R., March, R. S. et al. *Re-Analysis of Alaskan Benchmark Glacier Mass-Balance Data Using the Index Method*; 2010–5247; US Department of the Interior, US Geological Survey: 2010; 16. <https://pubs.usgs.gov/sir/2010/5247/>.
- van Tiggelen, M.; Smeets, P. C. J. P.; Reijmer, C. H. et al. A Vertical Propeller Eddy-Covariance Method and Its Application to Long-Term Monitoring of Surface Turbulent Fluxes on the Greenland Ice Sheet. *Boundary-Layer Meteorology* **2020**, 176 (3), 441–463. <https://doi.org/10.1007/s10546-020-00536-7>.
- Weber, P.; Boston, C. M.; Lovell, H. et al. Evolution of the Norwegian Plateau Icefield Hardangerjøkulen since the ‘Little Ice Age.’ *The Holocene* **2019**, 29 (12), 1885–1905. <https://doi.org/10.1177/0959683619865601>.
- Welch, B. C.; Pfeffer, W. T.; Harper, J. T. et al. Mapping Subglacial Surfaces of Temperate Valley Glaciers by Two-Pass Migration of a Radio-Echo Sounding Survey. *Journal of Glaciology* **1998**, 44 (146), 164–170. <https://doi.org/10.3189/S0022143000002458>.
- Welty, E.; Zemp, M.; Navarro, F. et al. Worldwide Version-Controlled Database of Glacier Thickness Observations. *Earth System Science Data* **2020**, 12 (4), 3039–3055. <https://doi.org/10.5194/essd-12-3039-2020>.
- World Glacier Monitoring Service (WGMS). *WGMS Attribute Description*. 2019. <https://wgms.ch/>.
- World Glacier Monitoring Service (WGMS). *Global Glacier Change Bulletin*; No. 4 (2018–2019); Zemp, M.; Nussbaumer, S. U.; Gärtner-Roer, I. et al., Eds.; World Glacier Monitoring Service: Zurich, 2021. https://wgms.ch/downloads/WGMS_GGCB_04.pdf.
- Winsvold, S. H.; Andreassen, L. M.; Kienholz, C. Glacier Area and Length Changes in Norway from Repeat Inventories. *The Cryosphere* **2014**, 8 (5), 1885–1903. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1885-2014>.
- World Meteorological Organization (WMO). *WIGOS Metadata Standard* (WMO-No. 1192). Geneva, 2019.
- Yilmaz, Ö. *Seismic Data Processing*; Society of Exploration Geophysicists: Tulsa, USA, 1987. <https://archive.org/details/seismicdataproc0002yilm/page/n547/mode/2up>.
- Zekollari, H.; Huss, M.; Farinotti, D. On the Imbalance and Response Time of Glaciers in the European Alps. *Geophysical Research Letters* **2020**, 47 (2). <https://doi.org/10.1029/2019GL085578>.
- Zeller, L.; McGrath, D.; Sass, L. et al. Beyond Glacier-Wide Mass Balances: Parsing Seasonal Elevation Change into Spatially Resolved Patterns of Accumulation and Ablation at Wolverine Glacier, Alaska. *Journal of Glaciology* **2022**, 69 (273), 87–102. <https://doi.org/10.1017/jog.2022.46>.
- Zemp, M.; Jansson, P.; Holmlund, P. et al. Reanalysis of Multi-Temporal Aerial Images of Storglaciären, Sweden (1959–99). Part 2: Comparison of Glaciological and Volumetric Mass Balances. *The Cryosphere* **2010**, 4 (3), 345–357. <https://doi.org/10.5194/tc-4-345-2010>.
- Zemp, M.; Nussbaumer, S. U.; Gärtner-Roer, I. et al. *Glacier Mass Balance Bulletin*; No. 11 (2008–2009); World Glacier Monitoring Service (WGMS): Zurich, Switzerland, 2011. https://wgms.ch/downloads/wgms_2011_gmbb11.pdf.
- Zemp, M.; Thibert, E.; Huss, M. et al. Reanalysing Glacier Mass Balance Measurement Series. *The Cryosphere* **2013**, 7 (4), 1227–1245. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1227-2013>.
- Zemp, M.; Frey, H.; Gärtner-Roer, I. et al. Historically Unprecedented Global Glacier Decline in the Early 21st Century. *Journal of Glaciology* **2015**, 61 (228), 745–762. <https://doi.org/10.3189/2015JG15J017>.
- Zhang, T.; Wang, W.; Gao, T. et al. Simulation and Assessment of Future Glacial Lake Outburst Floods in the Poiqu River Basin, Central Himalayas. *Water* **2021**, 13 (10), 1376. <https://doi.org/10.3390/w13101376>.
- Zorzut, V.; Ruiz, L.; Rivera, A. et al. Slope Estimation Influences on Ice Thickness Inversion Models: A Case Study for Monte Tronador Glaciers, North Patagonian Andes. *Journal of Glaciology* **2020**, 66 (260), 996–1005. <https://doi.org/10.1017/jog.2020.64>.

За дополнительной информацией просьба обращаться:

World Meteorological Organization

7 bis, avenue de la Paix – P.O. Box 2300 – CH 1211 Geneva 2 – Switzerland

Strategic Communications Office

Тел.: +41 (0) 22 730 83 14

Электронная почта: sra@wmo.int

wmo.int