

Санкт-Петербургский государственный университет

ЗОТОВА Екатерина Вячеславовна

Выпускная квалификационная работа

Особенности микроклимата ледника Альдегонда (арх. Шпицберген)

Направление *15.Б09-НЗ “Климатология и мониторинг окружающей среды”*

Основная образовательная программа *СВ. 5021.2015 “Гидрометеорология”*

Научный руководитель:

Доцент кафедры океанологии

Санкт-Петербургского государственного университета

кандидат географических наук

Иванов Борис Вячеславович

Рецензент:

Главный научный сотрудник ГНЦ РФ ААНИИ

Руководитель отдела географии полярных стран

Доктор географических наук

Веркулич Сергей Романович

Санкт-Петербург

2019

Оглавление

Введение.....	3
Глава 1. Физико-географическое описание объекта исследования	5
Глава 2. Теоретические обоснования исследования ледника Альдегонда.....	12
2.1. Исследования элементов теплового баланса ледников	13
2.2. Исследования метеорологических элементов и режима абляции на леднике Альдегонда.....	16
Глава 3. Материалы и методы	17
Глава 4. Результаты.....	19
4.1. Особенности микроклимата ледника Альдегонда	22
4.2. Статистический анализ взаимосвязи температуры воздуха на леднике и на ближайшей метеорологической станции	28
Заключение	35
Список литературы	37

Введение

Под климатом данной местности следует понимать «...многолетний режим погоды, формирующийся под воздействием солнечной радиации, земной поверхности и связанной с ними циркуляции атмосферы» (М. И. Щербань, 1968, с.9). Микроклимат формируется на общем климатическом фоне, поэтому микроклимат отдельных районов изучается в тесной связи с климатом этих районов. Неоднородность земной поверхности, наличие возвышенностей и низин, лесов и сельскохозяйственных угодий - все это является факторами, определяющими микроклимат, которые, в свою очередь, приводят к формированию характерных погодных условий данной территории. Изучение микроклиматологических особенностей в совокупности с изучением других компонентов географической среды дает более полное представление об общих природных условиях рассматриваемой территории.

Работа направлена на исследование особенностей микроклимата ледников и основных характеристик энерго- и массообмена снежно-ледниковых поверхностей с приледным слоем атмосферы на примере ледника Альдегонда (Залив Грен-фьорд, архипелаг Шпицберген). Почему именно ледник Альдегонда? Здесь в течение 15 лет проводятся регулярные исследования свойств снежного покрова и интенсивности абляции экспедициями ГНЦ РФ «ААНИИ». Начиная с 2016 г. организуются регулярные наблюдения за характеристиками энерго- и массообмена. В 2015-2016 гг. на вершине и в подножии ледника установлены две автоматические метеорологические станции (АМС), которые позволяют проводить непрерывный мониторинг характеристик микроклимата. Таким образом ледник с полным правом можно считать тестовым полигоном для верификации различных методик, расчетных алгоритмов и моделей. Наконец, мониторинг баланса массы ледников Шпицбергена в целом, и ледника Альдегонда в частности, служит важным индикатором изменения климата в субарктических районах Северной полярной области Земли.

Основной целью работы является изучение особенностей микроклимата ледника Альдегонда и характеристик энерго- и массообмена ледниковой поверхности с атмосферой. Исследования направлены на уточнение и усовершенствование алгоритма расчета абляции на поверхности ледника, разработанного в СПбГУ и ААНИИ (Священников, Рагулина, 2010). Подобные расчеты особенно актуальны на фоне

наблюдающейся устойчивой деградации ледника Альдегонда (Мавлюдов, 2018) и потепления климата на архипелаге Шпицберген (Gjelten et al., 2017; Иванов, 2016).

Для реализации поставленной цели решались следующие задачи:

- проанализировать данные о температуре воздуха на вершине и у подножия ледника Альдегонда, а так же на ГМС “Баренцбург” (ББГ) за 2015-2018 гг;
- выявить особенности микроклимата, характерные различным зонам ледника Альдегонда;
- получить статистические оценки микроклимата в масштабах сезона.

В результате выполнения работы были получены количественные оценки (уравнения линейной регрессии, коэффициенты корреляции) характера взаимосвязи величин температуры воздуха, полученных на метеостанции (стандартные наблюдения) и на леднике (специальные наблюдения), проведен сравнительный анализ температуры воздуха на вершине и у подножия ледника, сделаны предположения о причинах разницы данных о температуре в разных зонах ледника.

Глава 1. Физико-географическое описание объекта исследования

Архипелаг Шпицберген – один из крупнейших полярных архипелагов, расположенный в Северном ледовитом океане, между 74° и 81° северной широты, 10° и 35° восточной долготы (рис. 1.1). Омывается Гренландским, Баренцевым и Норвежским морями. Общая площадь архипелага 64 тыс. км². Самыми большими островами архипелага являются о-в Западный Шпицберген и о-в Северо-Восточная Земля.

Рельеф Шпицбергена – гористый. Покрытые снегами вершины, нередко чередуются здесь с обширными горными плато и протянувшимися на десятки километров прибрежными равнинами.

Характерной особенностью архипелага является наличие фьордов. К фьордам относят узкие, извилистые и глубоко врезавшиеся в сушу морские заливы, и проливы со скалистыми берегами, свойственные горным странам в высоких широтах. Длина фьордов, как правило, в несколько раз превосходит их ширину. Наиболее крупными фьордами архипелага являются Ис-фьорд, Стур-фьорд, Белльсунд, Конгс-фьорд, Ван-Майен.

Ледники – неотъемлемая и наиболее характерная черта рельефа Шпицбергена (Зингер, 2006). Они занимают свыше 35 тыс. км² или чуть более 50 % общей площади архипелага. Основная масса ледников приурочена к периферийным районам архипелага при относительно слабом развитии оледенения в его центральной части (наиболее характерно для о-ва Западный Шпицберген).

Реки на Шпицбергене ледникового и снегового питания, большинство из них берет свое начало у края ледников (Печуров, 1983). Для рек характерны сезонные и суточные колебания уровня. В конце весны и начале лета, когда происходит активное таяние снежного покрова, реки многоводны и выносят в заливы (фьорды) большое количество взвешенного вещества (Тарасов, Кокин, 2010). В середине лета и осенью реки сильно мелеют, а иногда превращаются в небольшие ручьи или совсем пересыхают. Зимой реки и ручьи, как правило, промерзают до дна. Речная сеть наиболее развита на о-ве Западный Шпицберген, где находятся наиболее крупные реки архипелага: Рейндален, Сассендален и Адвентдален. Таким образом, тающие весной и летом ледники не только сами по себе являются значительными источниками поступления в фьорды вод с большим количеством взвешенных частиц, но также дают

начало многочисленным рекам и ручейкам, выносящим взвешенные седименты в прибрежные воды.



Рис. 1.1 — Физико-географическая карта архипелага Шпицберген

Климат на Шпицбергене арктический, морской, смягченный теплыми атлантическими водами (Marsz, Styszyńska, 2010). Между отдельными районами архипелага наблюдаются существенные климатические различия. Для западного побережья характерен относительно мягкий и влажный климат, центральным районам архипелага, присущи особенности континентального климата. Сравнительно холодные и влажные климатические условия наблюдаются на юго-востоке, а на северо-востоке архипелага наблюдается типично арктический климат. Здесь располагается «полюс холода» Шпицбергена. Даже в разгар лета температура в этом районе редко превышает 0°C , а зимой иногда опускается ниже -40°C . Для архипелага в целом характерны сравнительно низкие температуры воздуха. Наиболее холодный месяц – март, наиболее теплый – июль. Благодаря особенностям атмосферной циркуляции (вторжение теплых

циклонов) зимой могут наблюдаться периодические оттепели (Nordli et al., 2010). Количество выпадающих осадков неодинаково для отдельных частей архипелага. По направлению (от центра архипелага) к западному побережью Шпицбергена количество выпадающих осадков увеличивается, а к югу, юго-востоку, и особенно северо-востоку – уменьшается и лишь на самом восточном побережье вновь несколько увеличивается. На западном побережье Шпицбергена выпадает около 400 мм осадков в год, а на о-ве Северо-Восточная Земля чуть более 200 мм осадков в год. Максимальное количество осадков приносят южные и юго-западные ветры. В горах выпадает в 2,5 – 3 раза больше осадков, чем в низменных местах, что оказывает существенное влияние на баланс массы ледников. Осадки выпадают в основном в виде слабых, но продолжительных по времени снегопадов. Мощные снегопады и дожди случаются редко. Ежегодно на архипелаге бывает около 240 дней с осадками, в том числе 170 – со снегом и 70 – с дождем. В абсолютном выражении содержание влаги в воздухе на архипелаге невелико, однако вследствие постоянных низких температур здесь в течение всего года повсеместно наблюдается высокая относительная влажность (>80%). В течение года на Шпицбергене преобладает облачная погода. Максимум облачности приходится на лето (август). В это время иногда бывают грозы. Средняя годовая облачность составляет 7 – 8 баллов.

Основные черты циркуляции вод, омывающих архипелаг, определяется 4 основными течениями и представлены на рисунке 1.2. Это Западно-Шпицбергенское течение, Восточно-Шпицбергенское течение, Прибрежное течение и течением Южного мыса. Океанографические условия в фьордах тесно связаны с характеристиками течений вокруг архипелага. Большое количество тепла и солей поступает посредством Западно-Шпицбергенского течения, являющегося северным ответвлением Норвежского течения (Hanzlick, 1993; Rudels et al., 2000). Температура воды в теплом ядре этого течения (100- 600 м) достигает +3°, +5°С зимой и повышается до +7°С летом. Теплые и солёные атлантические воды в системе ЗШТ распространяется к северу, прижимаясь к континентальному (западному) склону о-ва Западного Шпицбергена по причине сохранения потенциальной завихренности (Педлоски, 1984). Именно поэтому воды к западу от архипелага, как правило, свободны ото льда. В последние десятилетия наблюдается устойчивое увеличение температуры и солёности атлантических вод как в самом Западно-Шпицбергенском течении, так и собственно в фьордах о-ва Западный Шпицберген (Павлов и др., 2010; Cottier et al., 2010; Pavlov et al., 2013; Тисленко,

Иванов, 2015; Tislenko, Ivanov, 2015), где эти воды классифицируются как трансформированные атлантические воды (Никифоров, Шпайхер, 1980).

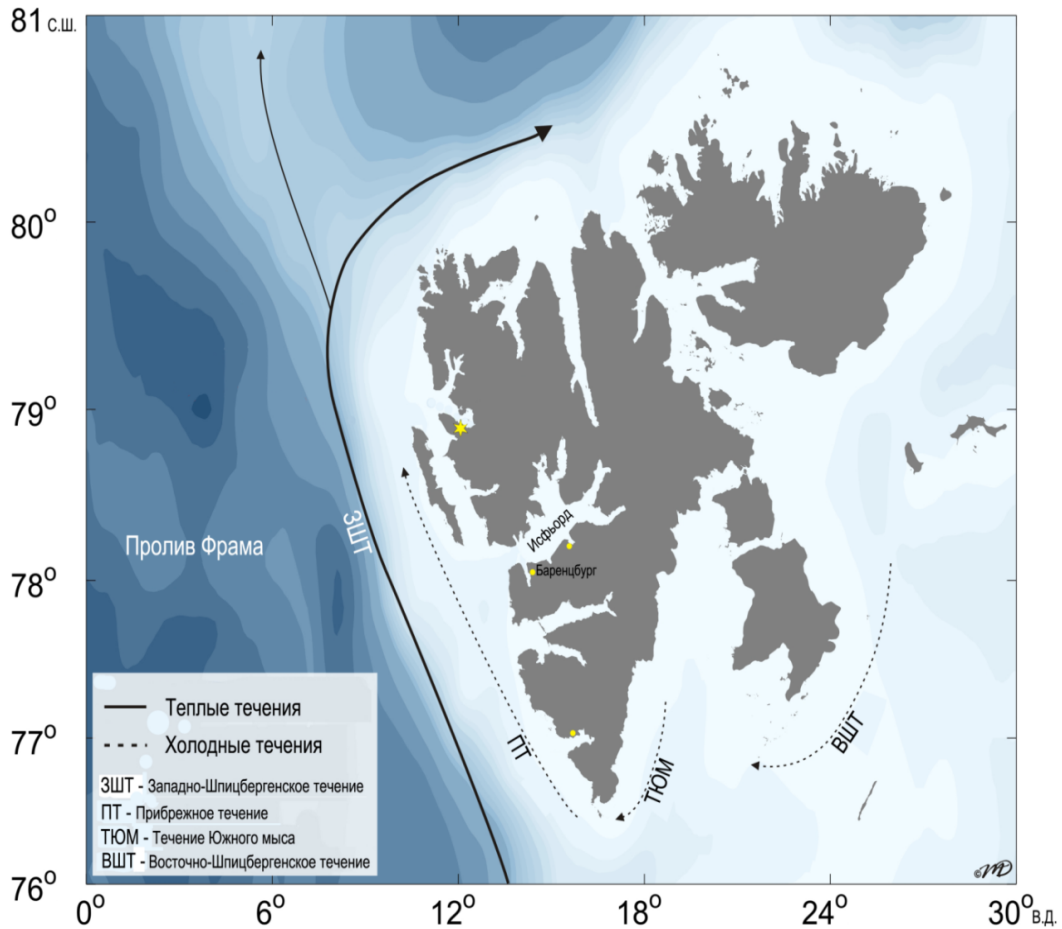


Рис. 1.2 — Схема основных течений в районе арх. Шпицберген

К востоку от архипелага Шпицберген, вдоль границы прибрежного мелководья, с севера на юг проходит холодное Восточно-Шпицбергенское течение. Это течение, а также течения Южного мыса и Прибрежное являются основными поставщиками дрейфующих льдов в район западного побережья архипелага. Эти льды поступают в Баренцево море из центральных частей Арктического бассейна или образуются в северо-западной части Баренцева моря в зимний период. Эпизодическое появление дрейфующего льда в фьордах западного побережья летом связано именно с этими течениями. Севернее и северо-западнее архипелага присутствует мощное выносное Трансарктическое течение (Трансарктический дрейф), которое зарождается в центральной части Арктического бассейна, достигает пролива Фрама и уже как Восточно-Гренландское течение распространяется вдоль восточного побережья о-ва Гренландия на юг. Поверхностные распресненные воды этого течения переносят

основную массу дрейфующих льдов, включая многолетние льды, в Северную Атлантику. Общий характер циркуляции вод в районе архипелага Шпицберген в настоящее время достаточно хорошо изучен (Никифоров, Шпайхер, 1980; Coachman, Aagaard, 1974; Ganachaud, Wunsch, 2000).

В прибрежных районах Шпицбергена значительное развитие имеют полусуточные приливо-отливные течения. Архипелаг лежит на пути следования доминирующей лунной полусуточной приливной волны M2 (Печуров, 1983).

Присутствие дрейфующего ледяного покрова в водах, омывающих архипелаг Шпицберген, является одной из характерных особенностей океанографического режима арктических вод (Frolov et al., 2007). В районе архипелага проходит южная граница распространения дрейфующих льдов. Она из года в год значительно меняет свое местоположение, перемещаясь иногда на значительные расстояния. К западу от Шпицбергена граница дрейфующих льдов под влиянием теплого Западно-Шпицбергенского течения существенно смещена к северу. В отдельные благоприятные в ледовом отношении зимы сплошной ледяной покров может отсутствовать у западного побережья архипелага. При этом дрейфующие льды практически всегда наблюдается вдоль южной оконечности архипелага (мыс Серкапп). Самые крупные фьорды острова Западный Шпицберген, граничащие с проливом Фрама, как правило, покрываются льдом (припаем) в ноябре-январе, а уже в мае-июне освобождаются от ледяного покрова. В определенные годы (в последнее время это становится закономерностью) устойчивый припай в фьордах о-ва Западный Шпицберген не образуется в течение всего зимнего сезона (Иванов и др., 2012).

Обобщая выше сказанное, можно сделать вывод, что климат архипелага Шпицберген в основном обусловлен следующими факторами: общая циркуляция атмосферы, сезонные колебания освещенности, степень распространения арктических льдов и океаническая циркуляция. Крупномасштабная и местная циркуляция определяется положением Исландского минимума давления и областей высокого давления над Гренландией и Северным ледовитым океаном, которые определяют интенсивность поступления теплого и влажного воздуха из Северной Атлантики в направлении к Норвежскому и Баренцеву морям. Большая разница температуры Атлантической и Арктической воздушных масс вызывает значительные колебания в погодных условиях, особенно в зимний период. Западно-Шпицбергенское течение является причиной отсутствия (минимального количества) дрейфующих льдов вдоль

западного побережья архипелага, практически, в течение всего года и частично, даже зимой, к северу от Шпицбергена (район зимней полыньи «Китовая бухта»).

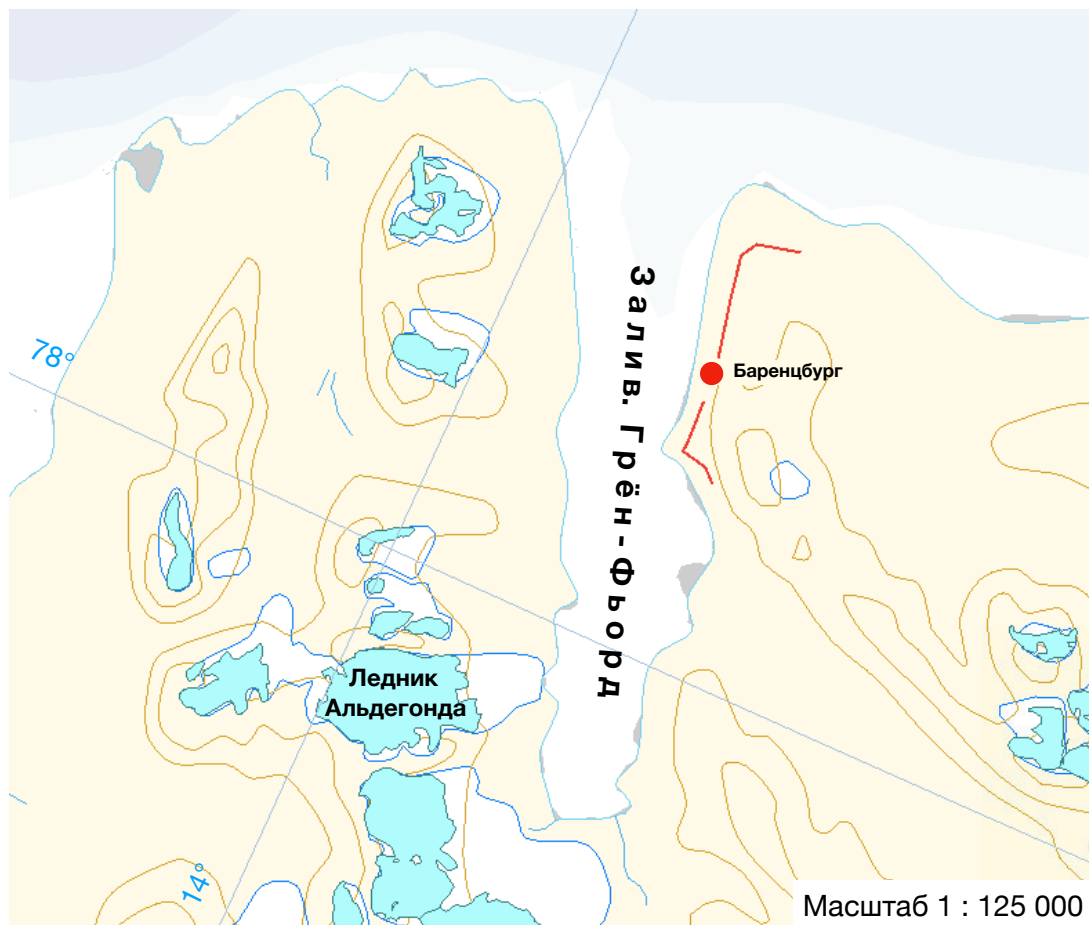


Рис. 1.3 — Ледник Альдегонда

Ледник Альдегонда (рис. 1.3) располагается на западном берегу залива Грэн-фьорд в непосредственной близости (9 км) от пос. Баренцбург (Гляциология..., 1985). Ледник ориентирован на восток, длина около 3 км, ширина до 2 м, площадь приблизительно 7 км². Перепад высот ледника от 108 до 770 м над уровнем моря. Средняя часть ледника располагается на высотах около 250 м над уровнем моря. Язык ледника располагается на высоте 130 м и примерно в 3 км от берега залива Грэн-фьорд (Мавлюдов, Кокин, 2008). По данным радиозондирования в 1999 г. толщина ледника составляла 216 м (Василенко и др., 2001). Альдегонда относится к горно-долинным ледникам политермального (двухслойного) типа, внутренняя часть ледника имеет нулевую температуру, поверхностный слой более холодный (Мавлюдов, 2002). В начале XX века ледник Альдегонда открывался в залив Грэн-фьорд (Prospekt, 1912), но к 1936 г. отступил от берега. В настоящее время он динамично сокращается, скорость

отступления приблизительно 30 м в год. Площадь ледника 7 км², что на 2.1 км² меньше, чем по состоянию на 1936 г. (Hagen et al., 1993). В среднем за 67 лет поверхность ледника понижалась на 1 м в год, средний баланс массы ледника составил 86 г/см² (Мавлюдов, 2004).

Специалистами ААНИИ проводятся исследования высоты снежного покрова на леднике Альдегонда. Наибольшие значения мощности снега (более 200 см) отмечаются в западных и северо-западных присклоновых участках ледниковой поверхности.

Распределение снежного покрова на поверхности ледника подвержено большому влиянию как ветрового (метелевого) переноса, так и воздействию экспозиции склонов и рельефа ледниковой поверхности.

Таблица 1.1. Высота снежного покрова на леднике Альдегонда за 2015-2018 гг.

	2015	2016	2017	2018
Средняя высота снежного покрова, см	218	120	138	102,3
Максимальная высота, см	274	210	270	175
Минимальная высота, см	53	50	0	32

Изменение высот снежного покрова от года к году характерно для ледника Альдегонда. Средние значения изменяются от 102 см до 218 см. Значения максимальных высот колеблются в пределах от 175 до 274 см. Значения минимальных высот лежат в промежутке от 0 до 53 см. Наблюдается тенденция к уменьшению высоты снежного покрова.

Глава 2. Теоретические обоснования исследования ледника Альдегонда

“Ледник — это естественная масса фирна и льда, обладающая постоянным собственным движением, расположенная главным образом на суше, существующая длительное время, имеющая определенную форму и значительные размеры и образованная путем накопления и преобразования различных твердых атмосферных осадков.” (Калесник, 1963, с. 81)

Ледники как важнейшие элементы криосферы Земли обладают рядом характерных признаков. Кратко можно сформулировать следующие:

Ледники — естественное скопление льда осадочного происхождения, т.е. возникает из атмосферы. В этом их отличие, например, от пакового льда полярных морей — льда так же естественного образования, но образовавшегося путем замерзания морской воды.

Ледники — это континентальные образования: они зарождаются всегда на суше, но могут распространяться и в пределах морских акваторий в виде шельфовых ледников (в больших масштабах это наблюдается в Антарктиде).

Одной из важнейших особенностей ледников является наличие у них самостоятельного движения, обусловленного свойствами самого льда и свойствами рельефа. Следовательно, любые неподвижные скопления льда или скопления, которые перемещаются пассивно (например, водные льды, разносимые ветрами или течениями), ледниками не являются.

Колебания площади ледников значительные: от мощной шапки льда, закрывающей собой целый материк или остров (Антарктида, Гренландия), до мелких ледников Приполярного Урала, имеющих в длину не более 100-200 м (Калесник, 1963).

Физическая поверхность ледников, как правило, имеет сложную форму: отдельные участки могут быть ориентированы в разных направлениях относительно стран света и наклонены под различным углом к горизонту. В поверхностном слое ледников (радиационно-активный или деятельный слой) наблюдаются процессы, обусловленные массо- и энергообменом. Расходная часть баланса массы ледников — абляция (или, буквально, потеря массы ледника) — может рассматриваться как важное граничное условие для решения задачи их динамики (Черкасов, 1980).

2.1. Исследования элементов теплового баланса ледников

В отличие от составляющих радиационного баланса, характеристики турбулентного обмена явным и скрытым теплом как на равнине, так и в горной местности оцениваются, как правило, с помощью косвенных методов. При этом чаще всего используются результаты градиентных наблюдений, когда определяются вертикальные градиенты температуры воздуха и упругости водяного пара, а также скорость ветра в слое, непосредственно примыкающем к подстилающей поверхности (Волошина, 2002). Однако, существуют определенные трудности расчета турбулентных компонент теплового баланса на леднике в отличие от равнинных территорий. Механизмы турбулентного обмена здесь достаточно сложны и отличаются от аналогичных для равнинных условий: а) наличие квазипостоянной инверсии температуры затрудняет динамическую турбулентность; б) ряд коэффициентов, используемых в полуэмпирических формулах, определены для горизонтально-однородной поверхности и неприменимы в условиях наклонных ледниковых поверхностей, окруженных крутыми склонами гор; в) местная циркуляция воздуха, включающая стоковый ветер, долинный поток и ветры склонов, представляет собой нестационарный поток, внутри которого температурные, влажностные и ветровые характеристики варьируют в вертикальном и горизонтальном направлениях, и на разных временных масштабах.

Анализ вертикального распределения температуры, влажности воздуха и скорости ветра над ледниками представляется весьма важным, учитывая многочисленные полуэмпирические методы расчета характеристик турбулентного тепло- и влагообмена, поскольку профили названных параметров несут в себе скрытую информацию о возможности применения того или иного способа вычисления турбулентных потоков тепла и влаги, а также о выборе слоя воздуха, наиболее подходящего для расчетов.

В ряде случаев изменение основных метеорологических параметров по вертикали прямо свидетельствует об интенсивности турбулентного обмена. Кроме того, определенные свойства приледникового слоя воздуха могут характеризовать мезо- и микроклимат ледников, характерный только для данного вида подстилающей поверхности.

Ледник является политермическим, если он состоит из верхнего слоя холодного льда и теплого ядра. Толщина слоя холодного льда политермических ледников зависит от многих факторов: температурных изменений, влажностного режима, параметров снежного покрова, величины абляции, внутреннего тепловыделения и др. (Сосновский, Мачерет и др., 2016). В работе (Чернов, Васильева, 2015) рассматривается температурный режим политермических ледников, а также анализируются распределение температуры в пределах ледника и её динамика с учётом снежного покрова. Однако при оценке динамики толщины верхнего холодного слоя политермического ледника не затрагиваются условия фазового перехода на границе тёплого и холодного слоёв, которые и определяют изменение толщины этих слоёв. От внешних условий (температура воздуха, период и величина абляции, параметры снежного покрова) зависят значения теплового потока в ледяной толще, который вместе с внутренними источниками тепла определяет скорость роста толщины холодного слоя (Сосновский и др., 2015). В указанной статье показано, что толщина холодного слоя ледника зависит от большого числа параметров, характеризующих климатические и ландшафтные условия, и определяющих скорость промерзания ледника и величину абляции. Величина абляции, в свою очередь, зависит от температурных условий на поверхности, высоты над уровнем моря, толщины снежного покрова, продолжительности периода абляции, значения температурного скачка. Температурный скачок — различия в температуре воздуха над ледником и неледниковой поверхностью (Волошина, 2002). В этой работе описываются методы расчета температурного скачка, и процессы, формирующие температурный режим на леднике.

Формирование температурного режима над ледниками в летний период имеет существенное значение для энерго- и массообмена в их поверхностном слое, так как между этими процессами имеется как прямая, так и косвенная связь. С другой стороны, поскольку температура приледного слоя воздуха служит индикатором интенсивности таяния снега и льда, ее расчет для разных периодов, в среднем за сезон, а также для отдельных частей ледника имеет большое практическое значение. В то же время измерения температуры воздуха на самом леднике (чаще всего в одной точке) редко охватывают весь сезон абляции. В связи с этим большое распространение получили именно косвенные методы ее расчета.

В соответствии с работой В.Г. Ходакова (1978, с. 59), “ледниковый скачок летней температуры”, или, проще, температурный скачок — это “...изменение средней летней температуры при переходе из данной точки ледника на достаточно от него удаленную (вне прямого влияния стокового ветра) неледниковую поверхность той же абсолютной высоты”.

Прежде чем описать методы расчета температурного скачка, необходимо выделить процессы, определяющие температурный режим нижнего слоя воздуха над ледником и внеледниковой (неледниковой) поверхностью и разность температур между ними:

а) охлаждение воздуха при его контакте с поверхностью ледника в результате турбулентного обмена и формирование температурной инверсии;

б) сток и накопление холодного воздуха в микропонижениях рельефа и у конечной морены;

в) адиабатическое нагревание воздуха, приводящее к повышению (или замедлению понижения температуры) в вечерние и ночные часы;

г) интенсивное нагревание свободной от снега и льда поверхности оголенных скал и морен темного цвета. В высокогорье в ясную теплую погоду температура такой поверхности может иметь высокие положительные значения, что, в свою очередь, способствует значительному прогреву воздуха в условиях термической и динамической неустойчивости.

Почти все указанные выше процессы формируют температурный режим вблизи ледника и над ним практически одновременно, и, как правило, невозможно выделить влияние одного-двух из них в чистом виде. Безусловно, величина температурного скачка зависит не только от охлаждающего влияния ледника, но и от степени нагревания воздуха над свободной от льда поверхностью. Из сказанного следует, что температурный скачок по существу представляет собой не только (или не столько) меру охлаждающего влияния ледника, но и количественную характеристику, которая отражает разные условия тепловой трансформации и местной циркуляции воздуха над ледником и свободной от снега и льда поверхностью, где проводятся измерения температуры воздуха (вблизи ледника или на метеостанции).

2.2. Исследования метеорологических элементов и режима абляции на леднике Альдегонда

Первые исследования на леднике Альдегонда проводились в 1980-х гг., в том числе масс-балансовые наблюдения (Троицкий, 1988). Повторное обследование ледника было проведено в 2001 г., а с 2003 г. на леднике начались регулярные масс-балансовые наблюдения (Мавлюдов, Соловьянова, 2005), которые выполняются специалистами ААНИИ и ИГ РАН (Москва).

Термический режим ледника определяется, в первую очередь, интенсивностью процессов теплообмена в его радиационно-активном (деятельном) слое. В этом слое толщиной 15–20 м затухают сезонные колебания температуры, проникающие с поверхности, и трансформируются тепловые потоки. Направленность тепловых потоков зависит от распределения температуры во льду, которое значительно различается в зимний и летний сезоны (Чернов и др., 2015).

Многочисленные исследования процессов абляции указывают на необходимость внимательного изучения микроклиматических характеристик ледников для уточнения методов расчетов. По результатам исследования (Н.И. Осокин, А.В. Сосновский и др., 2010) была дана оценка абляции ледников Шпицбергена на основе эмпирической зависимости интенсивности намораживания льда и выполнены расчёты выхолаживающего влияния ледника. Изучение динамики некоторых климатических характеристик показало замедление деградации ледников в последнее десятилетие. По мнению специалистов ИГ РАН, на фоне небольшого понижения суммы положительных температур воздуха происходит рост твёрдых осадков (Осокин, Сосновский и др., 2010).

Подобным вопросом занимались специалисты СПбГУ и ААНИИ П.Н. Священников и Рагулина Г.А., которые рассчитали баланс массы ледника Альдегонда, используя данные градиентных наблюдений и составляющих радиационного баланса поверхности. Также было доказано, что имеется возможность использовать сведения о температуре воздуха и суммарной солнечной радиации, получаемых на ближайшей постоянно действующей метеорологической станции (ГМС “Баренцбург”) при отсутствии специальных метеорологических наблюдений непосредственно на леднике (Священников, Рагулина, 2010).

Глава 3. Материалы и методы

Данная работа выполнена в рамках международного проекта RiS 10803 (research in Svalbard) “organisation and conducting of microclimatic observations on the glacier of Aldegonda 2015-2021” (организация и проведение микроклиматических наблюдений на леднике Альдегонда 2015-2021) совместно с ААНИИ и Норвежским Метеорологическим институтом (НМИ), Норвежским Полярным институтом (НПИ) и СПбГУ.

Натурные наблюдения на леднике Альдегонда обеспечили исполнителей проекта и заинтересованную научную общественность новыми данными о тепловом и радиационном балансе поверхности ледника, а так же радиационно-активном слое снега и льда. Актинометрическая часть включала в себя наблюдения за основными составляющими радиационного баланса поверхности ледника в весенний (при наличии снежного покрова) и летний (открытая поверхность ледника).



Рис. 3.1 – АМС на леднике Альдегонда (слева – вершина, справа – подножие)

1 апреля 2015 года на леднике Альдегонда была установлена автоматическая метеорологическая станция АМС (рис. 3.1), собирающая данные о температуре, относительной влажности воздуха, скорости и направлении ветра, солнечной радиации и осадках. Дискретность наблюдений составляла 10 мин. Технические характеристики станции представлены в таблице 3.1.

Таблица 3.1 – Технические характеристики АМС

п/п	Характеристика	Диапазон	Разрешение	Погрешность
1	Температура, °С	-40°С до +75°С	0.1 град.	± 0.2 град.
2	Влажность, %	0.1 - 100%	0.1 %	± 2%

1 мая 2016 г. на леднике Альдегонда была установлена вторая АМС (рис. 3.1), что позволило проводить одновременные измерения на разных высотах датчиками одного типа и проводить сравнительный анализ. Абсолютная высота датчиков нижней морены 125 м; верхней — 350 м. Высоты датчиков относительно поверхности изменялись в зависимости от сезонных изменений высоты снежного покрова в точках установки АМС. Данные для метеорологической станции ГМО «Баренцбург» были получены на сайте gr5.ru. Регистрация основных параметров атмосферы в ГМО «Баренцбург» проводилась в основные синоптические сроки (0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 UTC). Использовались данные о температуре воздуха, полученные с помощью стационарного комплекса АМК (автоматический метеорологический комплекс), датчик температуры которого установлен на высоте 2 м над уровнем почвы. Абсолютная высота метеорологической площадки ГМО составляет 7,4 м над уровнем моря. Все данные (временные ряды температуры воздуха) полученные на АМС, установленных на леднике, предварительно приводились к виду, соответствующему ряду, получаемому на метеоплощадке ГМО, т.е. производилась выборка мгновенных значений, соответствующих стандартным срокам измерений в ГМО. Таким образом были сформированы три ряда синхронных измерений температуры воздуха на леднике и ближайшей метеорологической станции.

Для статистической обработки полученных временных рядов использовался регрессионный анализ, позволяющий установить линейную связь между предиктором и предиктантом в виде уравнения прямой линии: $Y = aX + b$, где Y – искомая величина (предиктант), X аргумент (предиктор), коэффициент «а» - наклон линии тренда, «b» - свободный член (ордината пересечения прямой с осью Y) (Исаев, 1988). Были рассчитаны коэффициенты корреляции и детерминации, позволяющие оценить степень взаимосвязи между величинами в рамках полученных зависимостей.

Глава 4. Результаты

На рисунке 4.1 представлен годовой ход температуры воздуха над поверхностью ледника (верхняя и нижняя морена) и на станции “Баренцбург”.

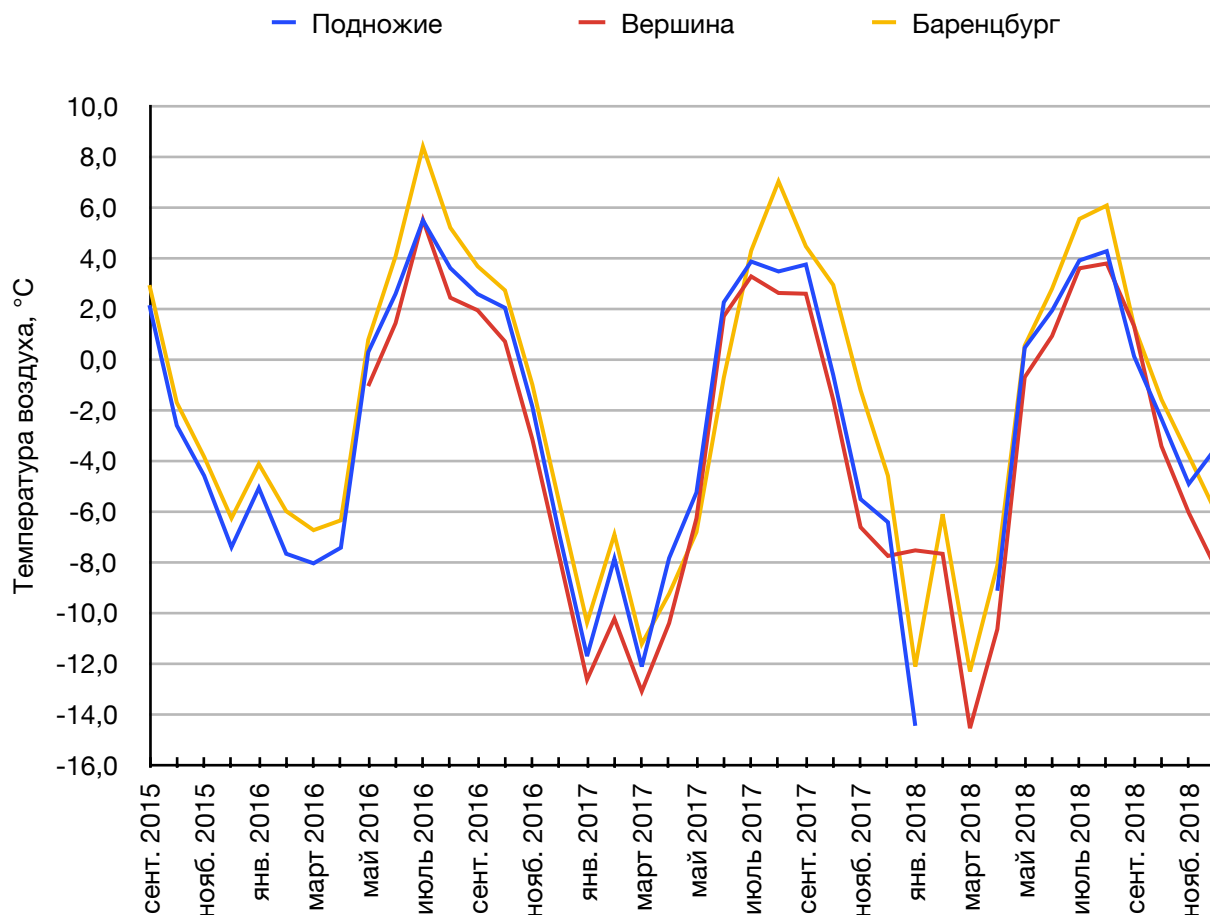


Рис. 4.1 — Годовой ход средних месячных значений температуры воздуха на леднике Альдегонда и ГМО “Баренцбург”

Как видно из приведенного графика, значения температуры воздуха на станции “Баренцбург” превышают значения температуры воздуха на моренах в летний период времени. Это связано с характером подстилающей поверхности, так как альbedo поверхности ледника выше, чем альbedo темной поверхности почвы на станции. В зимний период разница не так очевидна, так как и поверхность обеих морен, на которых установлены АМС, и поверхность метеорологической площадки покрыты снегом.

Для более детального изучения разницы годового хода температуры воздуха над ледником и в поселке Баренцбург рассмотрим отдельно пары: подножие ледника - ГМО; вершина ледника - ГМО; подножие - вершина.

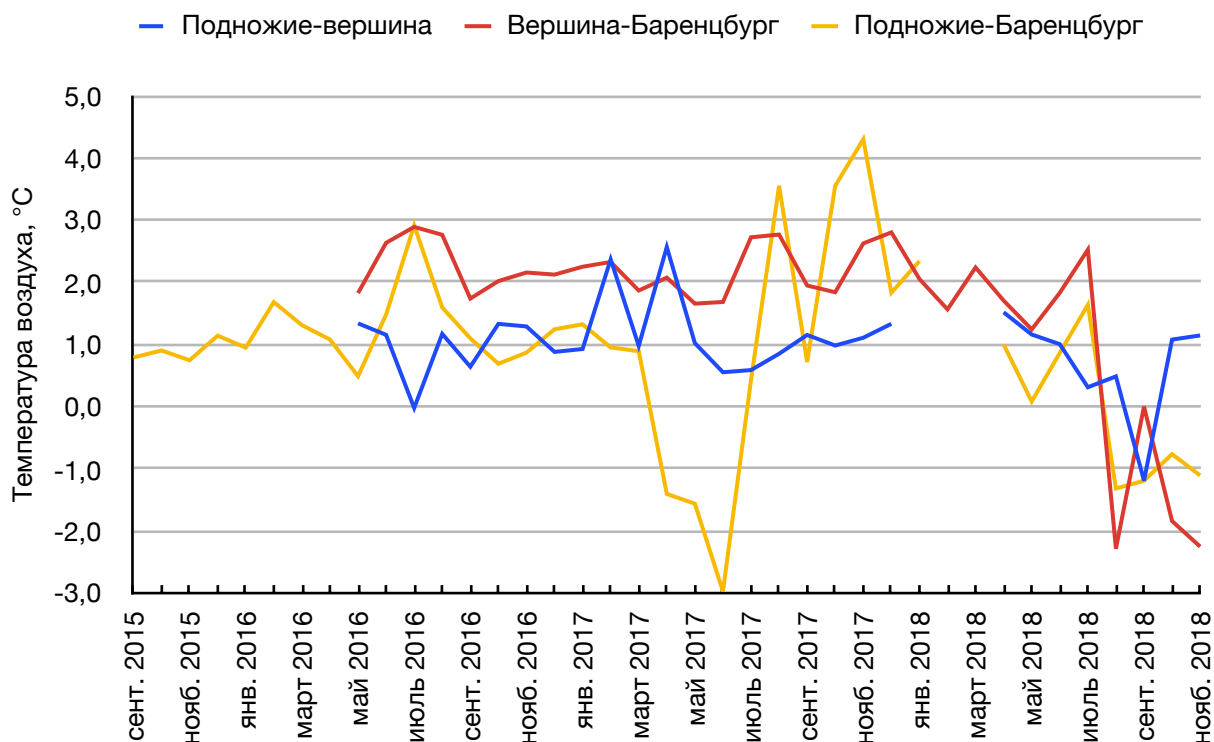


Рис. 4.2 — Годовой ход средних месячных значений разницы температуры воздуха между ледником и на ГМО “Баренцбург”

Как следует из рисунка 4.2, разницы температур воздуха между подножием ледника и Баренцбургом, вершиной ледника и Баренцбургом, а так же вершиной и подножием уменьшается в зимний период. Как было обозначено выше, это связано с характером подстилающей поверхности.

Рассмотрим разницу между температурами воздуха, полученными на верхней и нижней морене. В среднем разница находится в пределах $1,1^{\circ}\text{C}$ (значения у подножия превышают значения на вершине), однако весной 2017 года (март - май) разница увеличивается до $2,5^{\circ}\text{C}$. В сентябре 2018 года указанный характер связи изменился, т.е. значения температуры воздуха на вершине превышают значения у подножия, в среднем на $1,3^{\circ}\text{C}$. С августа по ноябрь 2018 года эта тенденция отмечается и для разницы температур воздуха на вершине и ГМО “Баренцбург”.

Для количественной оценки статистических связей между температурой воздуха на станции «Баренцбург» и на леднике Альдегонда, были получены регрессионные зависимости, где в качестве предиктора выступала температура воздуха в Баренцбурге, а предиктантом служила температура воздуха на леднике (вершина и подножие). Дополнительно была оценена статистическая связь непосредственно между температурой воздуха на вершине и подножии ледника. Указанный выше выбор предиктора и предиктантов был обусловлен тем обстоятельством, что температура воздуха на станции измеряется регулярно, а на леднике эпизодически. Таким образом, используя полученные регрессионные зависимости, можно оценивать температуру воздуха на леднике Альдегонда в различные сезоны года и на различных высотах. Отметим, что впервые такой подход для оценки взаимосвязей условий на леднике и на ближайшей метеостанции, был реализован в работе (Священников, Говорина, 2010), но полученные регрессионные соотношения охватывал только один месяц года (август).

4.1. Особенности микроклимата ледника Альдегонда

Для того, чтобы оценить микроклиматические особенности ледника, рассмотрим разницу температур воздуха, полученных у подножия ледника и на его вершине. В таблице 4.1.1 приведены основные характеристики температуры воздуха, полученные по данным АМС.

Таблица 4.1.1 — Среднегодовые значения, абсолютные максимумы и минимумы температур воздуха на леднике за 2015-2018 гг.

		2015	2016	2017	2018
Подножие	Среднее годовое	-3,1*	-1,7	-3,6	-2,3
	Абсолютный максимум	7,5 (сентябрь)	12,2 (июль)	9,2 (август)	12,2 (август)
	Абсолютный минимум	-20,6 (декабрь)	-21,0 (март)	-24,5 (февраль)	-19,5 (апрель)
Вершина	Среднее годовое		0,0**	-4,9	-4,1
	Абсолютный максимум		9,6 (июль)	8,8 (июль)	11,8 (август)
	Абсолютный минимум		-20,0 (декабрь)	-24,0 (март)	-22,4 (декабрь)

Примечание: * наблюдения у подножия ледника были организованы в сентябре 2015 г.; **наблюдения на вершине ледника были организованы в мае 2016 г.

Желтым цветом выделен год, где присутствуют пропуски в данных наблюдений у подножия ледника в отдельные месяцы года (неисправность источников питания АМС). Из таблицы следует, что для вершины ледника среднегодовые значения температур ниже, чем для подножия. Такие различия связаны с высотным расположением станции на вершине ледника. Как известно (Матвеев, 1984), при подъеме температура воздуха понижается. Разница высот между вершиной и подножием составила 225 м (Абсолютная высота станции у подножия ледника составляет 125 м над уровнем моря; на вершине — 350 м над уровнем моря).

Абсолютные максимумы температур воздуха для вершины так же ниже. Такие различия можно объяснить состоянием окружающей подстилающей поверхности.

Годовые максимумы температуры воздуха на леднике приходятся на летние месяцы, когда снежный покров полностью сходит (таяние/испарение). «Верхняя» станция, располагается на каменистом основании морены, но окружена ледниковой поверхностью, температура которой близка к температуре таяния пресного льда (0°C). Каменистая поверхность нижней морены имеет более низкое, по сравнению с поверхностью ледника, альбедо, и, как следствие, более высокую температуру по сравнению с поверхностью ледника. Поскольку температура приземного слоя воздуха, в первую очередь, определяется взаимодействием с подстилающей поверхностью, это является причиной более высоких температур воздуха, зафиксированных у подножья ледника, по сравнению с вершиной.

Разница в абсолютных минимумах не столь очевидна по знаку.

Вертикальный градиент температуры в среднем для тропосферы составляет $-0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (Матвеев, 1984). Исходя из этого, перепад температуры между подножием ледника и вершиной должен составлять величину, порядка, $-1,4^{\circ}\text{C}$. На графике 4.1.1 представлена разница температур воздуха между подножием и вершиной ледника.



Рис. 4.1.1 — Временной ход разницы температур между подножием и вершиной ледника за 2015-2018 гг (утолщенной линией отмечен “теоретический” перепад)

Из приведенного графика следует, что перепад температур между нижней и верхней мореной, в большинстве случаев, меньше средней величины. Однако в феврале и апреле 2017 г. перепад температур достигал величины равной -2,5 градуса. Такие изменения могут быть связаны с усилением скорости ветра на вершине по сравнению со скоростями ветра у подножия; количеством солнечной радиации, приходящей поверхность с различным наклоном в районе верхней и нижней АМС. К сожалению, это только возможные причины, подтвердить или опровергнуть которые, в настоящий момент, не представляется возможным, поскольку отсутствует наблюдения за скоростью ветра и солнечной радиацией на верхней АМС.

В сентябре 2018 г. наблюдалась инверсия температур, то есть температура воздуха на вершине ледника была выше, чем температура воздуха у подножия.

В таблице 4.1.2 приведены результаты, демонстрирующие статистические оценки связи температур, измеренных на разных высотах ледника. В качестве предиктора выбрана температура воздуха на вершине, а предиктантом является температура воздуха на нижней морене.

Таблица 4.1.2 — Коэффициенты уравнения линейной регрессии между температурами воздуха на станции верхней и нижней АМС

	2016				2017				2018			
	a	b	R ²	R	a	b	R ²	R	a	b	R ²	R
Январь					0,975	0,611	0,935	0,967				
Февраль					1,018	1,487	0,987	0,993				
Март					0,953	0,359	0,958	0,979				
Апрель												
Май	0,887	1,223	0,926	0,962	1,006	1,058	0,952	0,976	0,848	1,057	0,835	0,914
Июнь	0,745	1,527	0,891	0,944	0,717	1,038	0,843	0,918	0,734	1,240	0,842	0,918
Июль	0,351	0,370	0,138	0,371	0,705	1,562	0,744	0,863	0,873	1,409	0,918	0,958
Август	0,789	1,690	0,857	0,926	0,809	1,355	0,777	0,881	0,630	1,946	0,635	0,797
Сентябрь	0,911	0,816	0,793	0,891	0,832	1,483	0,864	0,930	0,863	1,366	0,853	0,924
Октябрь	0,975	1,349	0,978	0,989	0,850	0,747	0,947	0,973	0,878	0,558	0,713	0,844
Ноябрь	0,988	1,253	0,972	0,986	1,068	1,560	0,925	0,962	0,838	0,251	0,531	0,729
Декабрь	1,012	0,972	0,964	0,982	1,085	1,987	0,980	0,990	0,761	0,140	0,577	0,760

В данной таблице представлены коэффициенты уравнения линейной регрессии “а” и “b”, а так же коэффициенты детерминации (R^2) и корреляции (R) для каждого месяца за весь период наблюдений. Желтым цветом выделены месяцы, для которых имеются пропуски в рядах данных.

Рассмотрим характер изменчивости коэффициентов. На рис. 4.1.2 представлена изменчивость коэффициентов “а” и R.

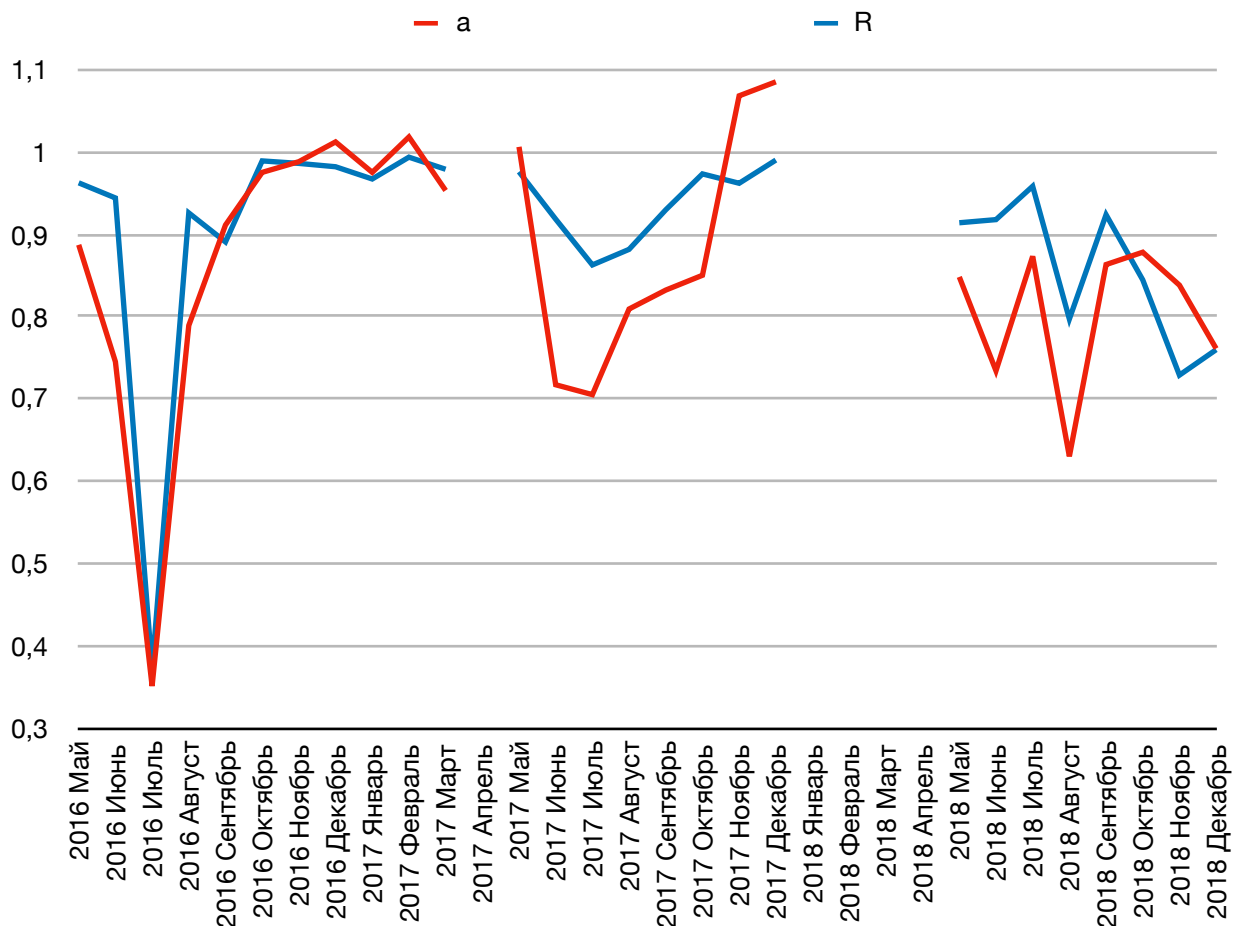


Рис. 4.1.2 — Временной ход коэффициентов “а” и R для периода времени с мая 2016 г. по декабрь 2018 г.

Анализируя представленный график, можно отметить тесную связь коэффициентов “а” и R. Ход коэффициента “а” почти полностью согласуется с ходом коэффициента R. Однако, необходимо выделить июль 2016 года, когда коэффициенты “а” и R имеют аномально низкие значения. Рассмотрим уравнение регрессии для этого месяца и сравним с аналогичным уравнением, например, за февраль 2017 г., когда коэффициент R максимален, а коэффициент «а» близок к единице.

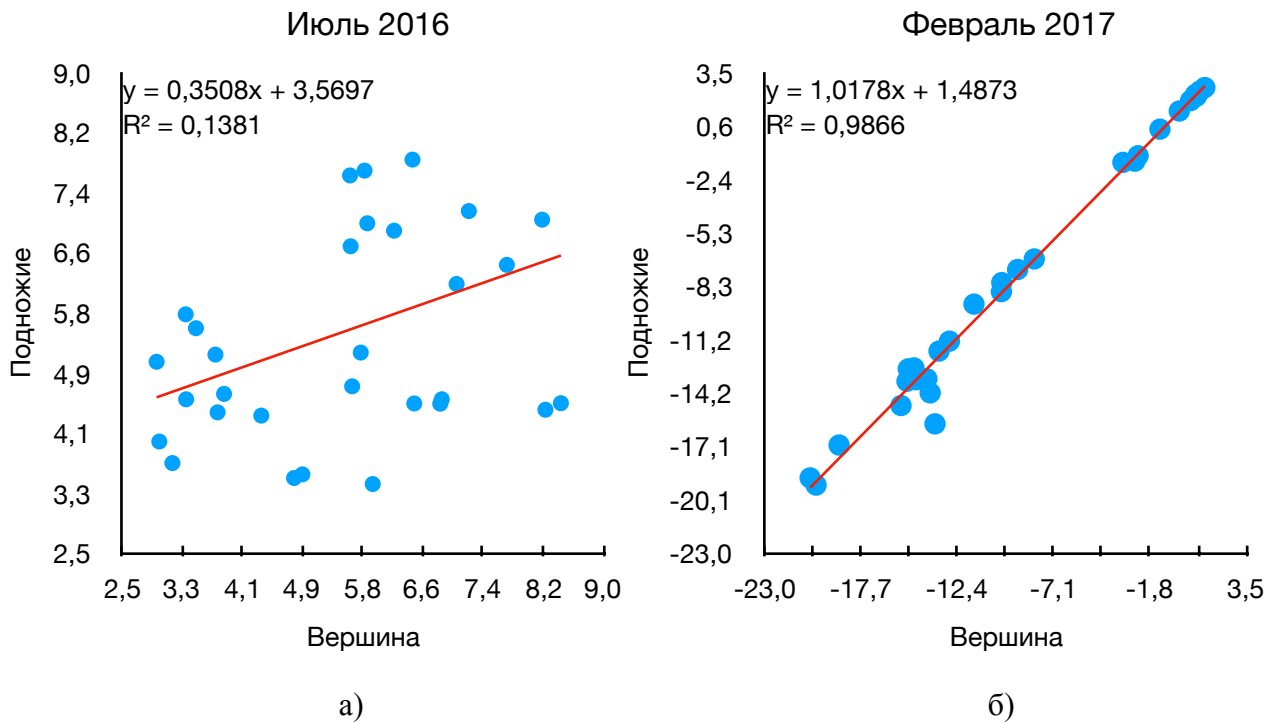


Рис. 4.1.3 — Уравнение линейной регрессии для а) июля 2016 г. и б) февраля 2017 г.

На рис. 4.1.3 (а) представлено распределение температуры воздуха на верхней и нижней морене за июль 2016 года. Рассчитанный коэффициент R равен 0,37, что попадает в ранг от 0,31 до 0,70 и указывает на умеренную связь (от 10 до 50% от общей доли дисперсии) по ранговой системе Свалова (Новоселов, Карандашова, 2003). Чтобы проверить значимость коэффициента корреляции, воспользуемся формулой (1):

$$t = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \geq t(\alpha, n-2), \quad (1)$$

где где n – число наблюдений (объём выборки);

$t(\alpha, n-2)$ – табличное значение t -критерия Стьюдента, определённое на уровне значимости α с числом степеней свободы $n-2$ (Исаев, 1988).

После проверки значимости коэффициента корреляции по формуле (1) получили $t_{\text{факт}}=2,158$.

Корреляция доказана только на уровне значимости 0,05, так как $t_{\text{факт}} \geq t_{\text{ст}}$. Из расчетов $2,158 \geq 2,045$ (значение взято из таблицы t -критерия Стьюдента), что не позволяет утверждать о наличии тесной связи между двумя параметрами.

Анализируя статистическую связь между температурой воздуха на верхней и нижней морене в феврале 2017 г. (см. рис. 4.1.3 (б)), можно сделать следующее

заклучение. Коэффициент корреляции равен 0,993, что попадает в ранг более 0,71 и указывает на сильную (или тесную) связь (50% и более от общей доли дисперсии) *по ранговой системе Свалова* (Новоселов, Карандашова, 2003).

После проверки значимости коэффициента корреляции по формуле (1) получили $t_{\text{факт}}=44,408$.

Корреляция доказана на самом высоком уровне значимости (99,9%), так как $t_{\text{факт}} \geq t_{\text{ст}}$. Из расчетов $44,408 \geq 2,763$ (значение взято из таблицы t-критерия Стьюдента).

Различия в полученных уравнениях линейной регрессии вызваны, предположительно, разницей температуры подстилающей поверхности. Наименьшие значения коэффициента R приходятся на летние месяцы, когда подстилающая поверхность станции у подножия ледника представлена обнаженной мореной, в то время как станция на вершине ледника окружена тающим льдом.

4.2. Статистический анализ взаимосвязи температуры воздуха на леднике и на ближайшей метеорологической станции

Результаты статистического анализа связи температуры воздуха, наблюдаемой в ГМО «Баренцбург» и у подножия ледника представлены в таблице 4.2.1.

Таблица 4.2.1 — Коэффициенты уравнения линейной регрессии, описывающего связь между температурами воздуха на станции «Баренцбург» и у подножия ледника

	2015			2016			2017			2018		
	a	b	R	a	b	R	a	b	R	a	b	R
Январь				1,139	-0,376	0,995	1,039	-0,916	0,953			
Февраль				1,170	-0,670	0,965	1,056	-0,563	0,989			
Март				1,099	-0,649	0,976	1,026	-0,596	0,986			
Апрель				0,871	0,127	0,982						
Май				0,865	0,530	0,964	0,160	-4,141	0,170	0,934	-0,045	0,915
Июнь				1,275	0,763	0,941	0,060	2,324	0,167	0,882	-0,531	0,956
Июль				0,510	5,617	0,547	0,104	3,440	0,095	0,910	-1,136	0,925
Август				1,103	1,222	0,899	-0,341	5,902	0,190	0,960	-1,051	0,780
Сентябрь	0,997	-0,781	0,981	0,815	1,580	0,966	0,128	4,004	0,173	0,901	-0,826	0,926
Октябрь	1,144	-0,661	0,990	0,960	0,772	0,988	0,425	3,214	0,516	0,980	-0,900	0,902
Ноябрь	1,033	-0,617	0,994	0,935	0,749	0,991	0,095	-0,669	0,100	0,998	-1,031	0,777
Декабрь	1,047	-0,851	0,990	0,854	0,229	0,984	-0,045	-4,859	0,084	0,897	-1,254	0,799

В данной таблице представлены коэффициенты уравнения линейной регрессии, а так же коэффициенты детерминации (R^2) и корреляции (R), рассчитанные для каждого месяца за весь период наблюдений. Желтым цветом выделены месяцы, для которых имеются пропуски в рядах данных. В красной рамке выделен период наблюдений, для которого полученные результаты (статистические оценки) заметно отличаются от полученных по всему ряду. Для объяснения причин выявленного расхождения, рассмотрим характер временной изменчивости вышеуказанных коэффициентов. На рисунке 4.2.1 представлена изменчивость коэффициентов «a» и R.

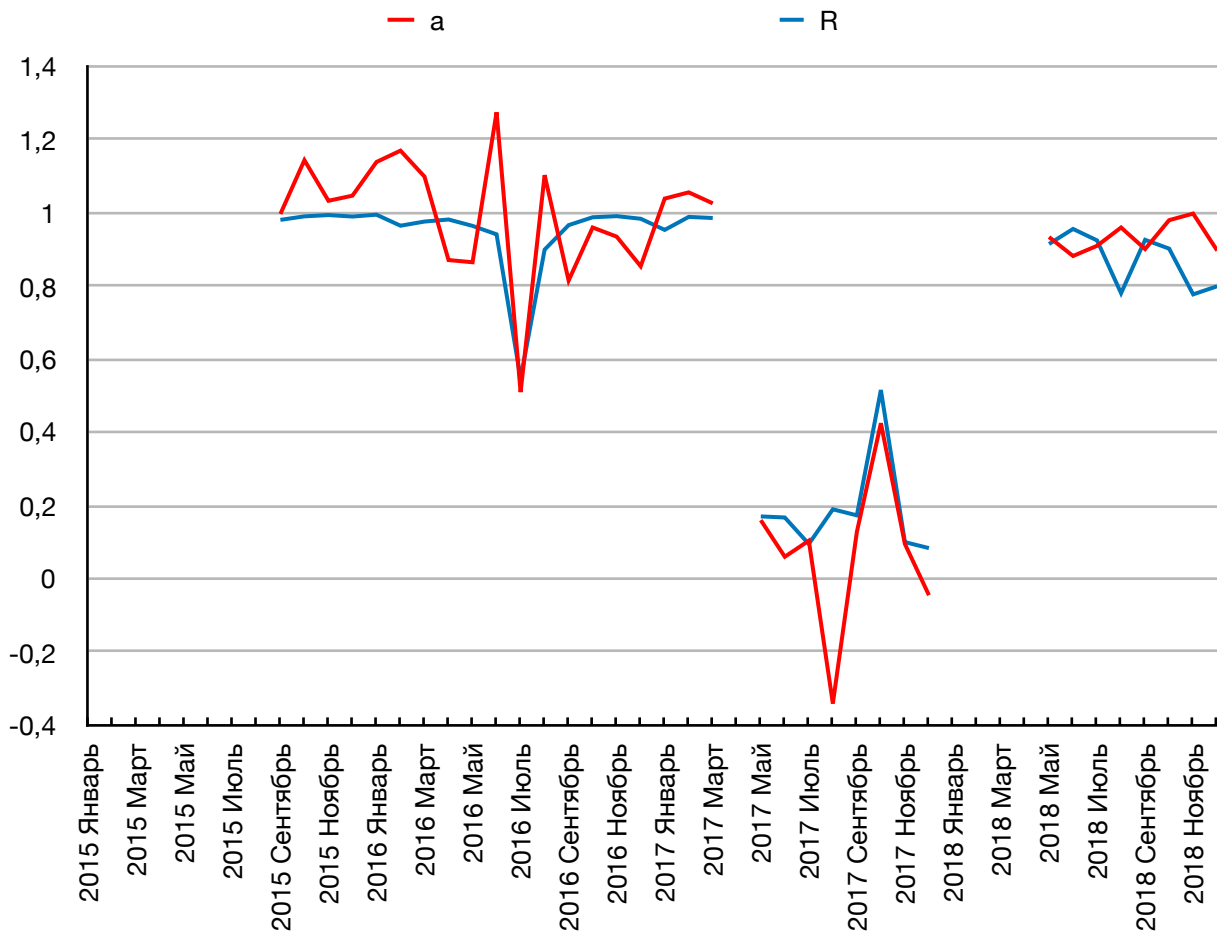


Рис. 4.2.1 — Временной ход коэффициентов “а” и R для периода времени с сентября 2015 г. по декабрь 2018 г.

Анализируя данный график, необходимо отметить, что летом 2017 г. коэффициент “а” поменял знак на минус, что указывает на изменения характера связи температур воздуха на станции и на морене. Рассмотрим, для сравнения, регрессионную зависимость для августа 2017 г. (рис. 4.2.2 (а)) и для сентября 2018 г. (рис. 4.2.2 (б)).

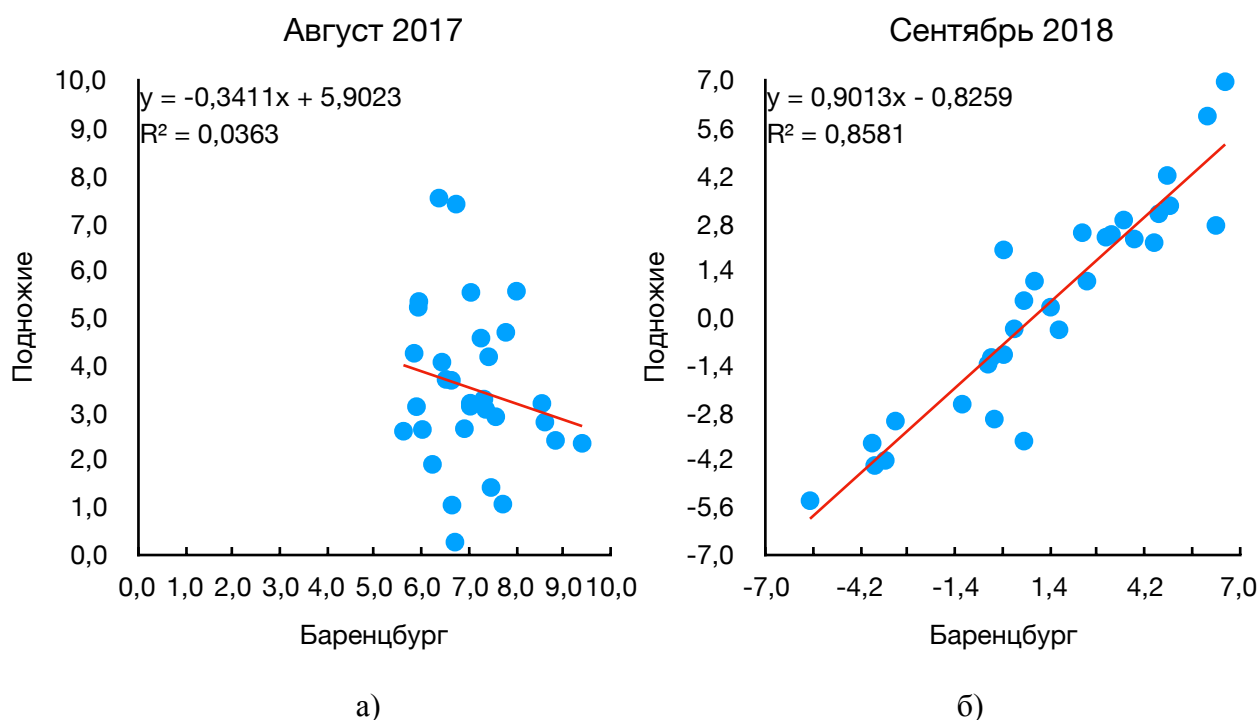


Рис. 4.2.2 — Зависимость температуры воздуха у подножия ледника от температуры воздуха в Баренцбурге за а) август 2017 г. и б) сентябрь 2018 г.

На графике 4.2.2 (а) представлена зависимость (график уравнения линейной регрессии) за август 2017 года. Полученный коэффициент корреляции равен 0,19, что попадает в ранг менее 0,30 и указывает на слабую корреляцию (менее 10% от общей доли дисперсии) по ранговой системе Свалова (Новоселов, Карандашова, 2003).

После проверки значимости коэффициента корреляции по формуле (1) получили $t_{\text{факт}}=44,408$.

Корреляция не доказана, так как предположение $t_{\text{факт.}} \geq t_{\text{ст}}$ не подтвердилось на самом низком уровне значимости (0,10). Из расчетов $1,042 \leq 1,699$ (значение взято из таблицы t-критерия Стьюдента). Таким образом, из анализа полученных коэффициентов установлено, что связь между температурой воздуха в поселке Баренцбург и у подножия ледника Альдегонда в августе 2017 года отсутствует.

Анализируя распределение температуры воздуха в Баренцбурге и у подножия ледника в сентябре 2018 года (рис. 4.2.2 (б)), можно установить, что:

Коэффициент корреляции равен 0,926, что попадает в ранг более 0,71 и указывает на сильную (или тесную) связь (50% и более от общей доли дисперсии) по ранговой системе Свалова (Новоселов, Карандашова, 2003).

После проверки значимости коэффициента корреляции по формуле (1) получили $t_{\text{факт}}=13,003$.

Корреляция доказана на самом высоком уровне значимости (99,9%), так как $t_{\text{факт}} \geq t_{\text{ст}} 0,001$. Из расчетов $13,003 \geq 2,763$ (значение взято из таблицы t-критерия Стьюдента).

В качестве рабочей гипотезы причины таких расхождений, мы предположили о существовании аномального распределения направления ветра в августе 2017 г.

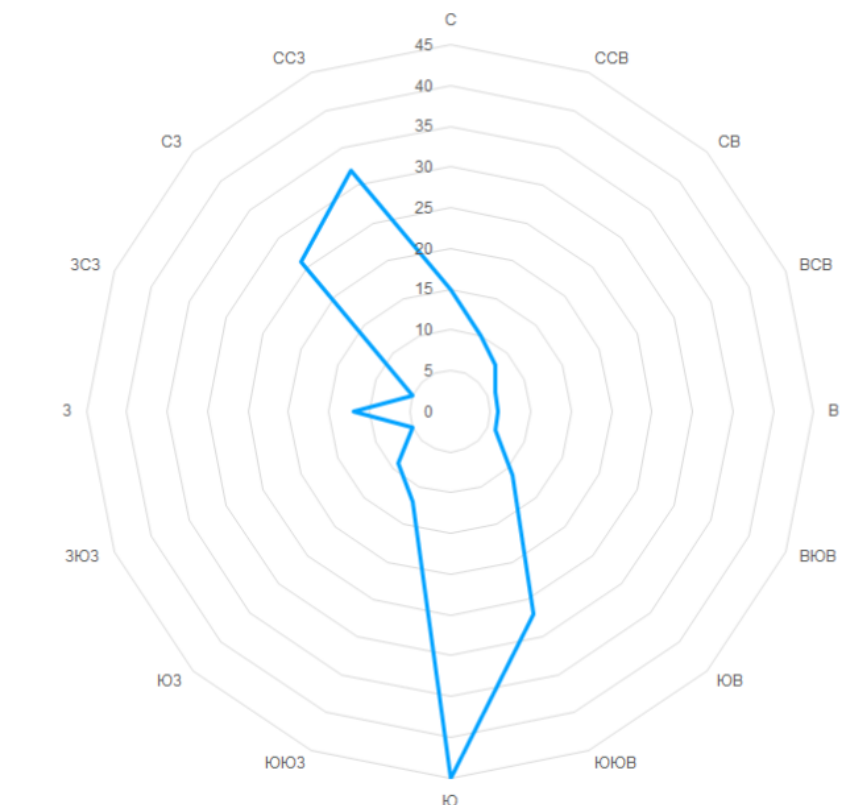


Рис. 4.2.3 — Роза ветров на ГМО «Баренцбург» август 2017 г.

Однако полученное распределение соответствует среднему многолетнему типу для этого периода года. Таким образом наше предположение не нашло подтверждения. К сожалению, как показал критический анализ данных о скорости ветра на АМС, расположенной на нижней морене, эти данные не могут быть использованы для анализа, поскольку датчик направления и скорости ветра был неисправен (заменен в апреле 2018 г. экспедицией ААНИИ).

Результаты статистического анализа связи температуры воздуха, наблюдаемой в ГМО «Баренцбург» и на вершине ледника представлены в таблице 4.2.2.

Таблица 4.2.2 — Коэффициенты уравнения линейной регрессии, описывающего связь между температурами воздуха на станции “Баренцбург” и на вершине ледника.

	2016			2017			2018		
	a	b	R	a	b	R	a	b	R
Январь				1,066	-1,568	0,986	1,047	-1,798	0,991
Февраль				1,040	-2,003	0,997	0,944	-1,806	0,987
Март				1,064	-1,148	0,995	1,043	-1,710	0,956
Апрель				1,025	-1,858	0,990	1,124	-0,594	0,972
Май	1,115	-1,919	0,921	1,039	-1,479	0,982	0,856	-1,161	0,778
Июнь	0,906	-2,250	0,967	0,946	-1,502	0,787	0,997	-1,837	0,865
Июль	1,054	-3,350	0,929	1,000	-2,723	0,931	1,007	-2,568	0,908
Август	0,927	-2,381	0,967	0,885	-2,144	0,980	1,075	-2,437	0,893
Сентябрь	1,044	-1,900	0,900	1,083	-2,314	0,949	1,033	-2,525	0,991
Октябрь	1,032	-2,107	0,988	1,136	-1,876	0,965	1,017	-1,818	0,972
Ноябрь	1,048	-2,112	0,991	1,047	-2,452	0,983	1,100	-1,874	0,986
Декабрь	1,110	-1,496	0,992	0,975	-2,926	0,982	1,035	-1,995	0,995

В данной таблице представлены коэффициенты уравнения линейной регрессии, а так же коэффициенты детерминации (R^2) и корреляции (R), рассчитанные для каждого месяца за весь период наблюдений. Рассмотрим характер изменчивости коэффициентов. На рисунке 4.2.4 представлена изменчивость коэффициентов “a” и R .

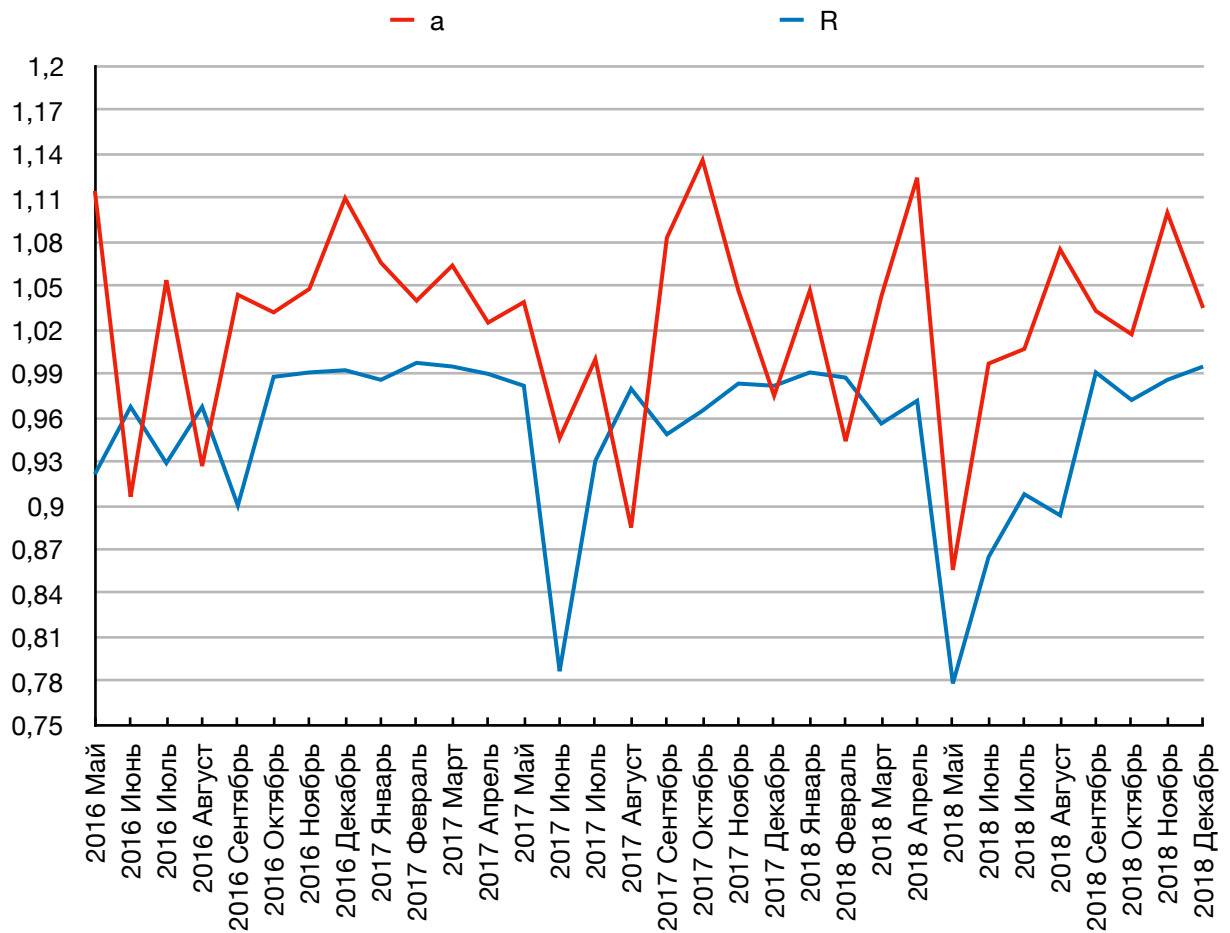


Рис. 4.2.4 — Временной ход коэффициентов “а” и R для периода времени с мая 2016 г. по декабрь 2018 г.

Анализируя данный график, отметим, что связь между рассматриваемыми величинами достаточно высока за весь рассматриваемый период времени. Прослеживается некоторая зависимость в изменениях коэффициентов. При снижении величины коэффициента R, величина коэффициента “а” так же снижается. Рассмотрим регрессионную зависимость для периода, когда коэффициенты “а” и корреляции были наиболее низкими. Такому описанию соответствует май 2018 года.

Май 2018

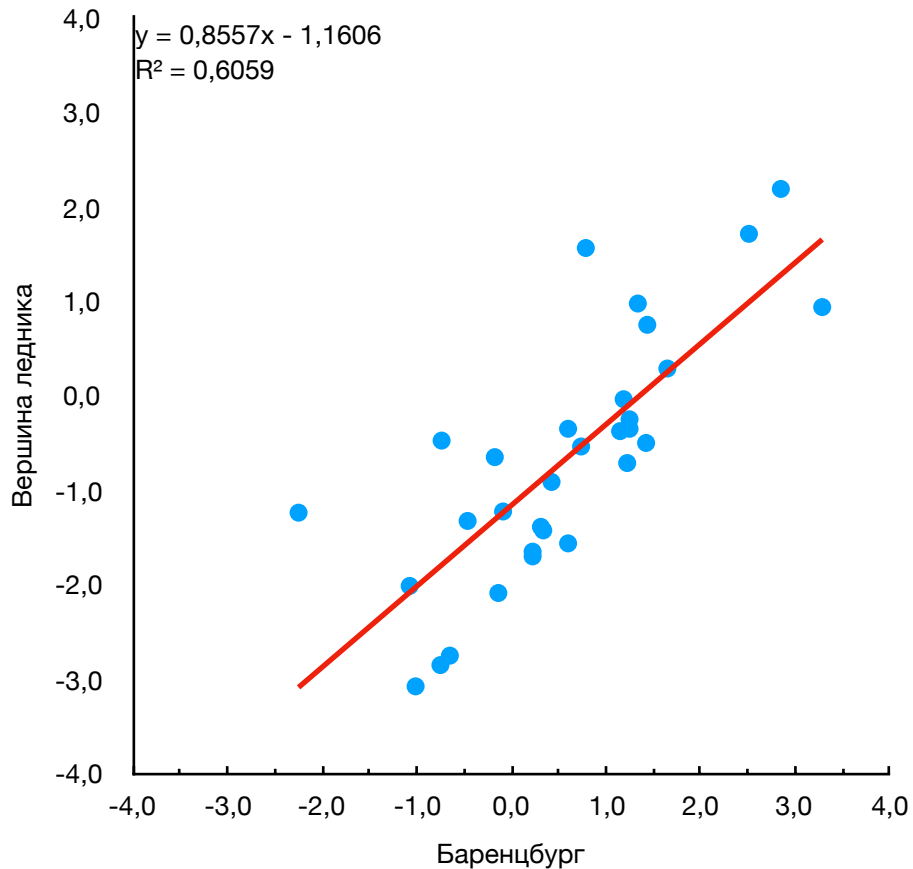


Рис. 4.2.5 — Зависимость температуры воздуха на вершине ледника от температуры воздуха в Баренцбурге за май 2018 г.

На графике 4.2.5 представлена зависимость (график уравнения линейной регрессии) за май 2018 года. Полученный коэффициент корреляции равен 0,78, что попадает в ранг более 0,71 и указывает на сильную (или тесную) связь (50% и более от общей доли дисперсии) по ранговой системе Свалова (Новоселов, Карандашова, 2003).

После проверки значимости коэффициента корреляции по формуле (1) получили $t_{\text{факт}}=6,675$.

Корреляция доказана на самом высоком уровне значимости (99,9%), так как $t_{\text{факт}} \geq t_{\text{ст}} 0,001$. Из расчетов $6,675 \geq 2,756$ (значение взято из таблицы t-критерия Стьюдента).

По данным расчетам можно сделать вывод, что температура воздуха в Баренцбурге и на вершине ледника имеют тесную связь, так как корреляция доказана даже для наименьшего коэффициента R.

Заключение

В ходе работы были исследованы некоторые черты микроклимата ледника Альдегонда (остров Западный Шпицберген, залив Грен-фьорд) для периода 2015-2018 гг.

Данные о температуре воздуха, полученные с помощью автоматических метеорологических станций, расположенных у подножия и на вершине ледника, позволили выявить особенности высотного режима температуры воздуха в течение года.

Вся полученная информация размещена на информационном портале www.svalbardscienceforum.no в рамках совместного российско-норвежского проекта (ААНИИ-СПбГУ-НМИ-НПИ) «Организация и проведение микроклиматических наблюдений на леднике Альдегонда, 2015-2021».

Был проведен совместный анализ данных о температуре воздуха, полученных на леднике и в поселке Баренцбург (ГМО «Баренцбург, МУГМС Росгидромета»); исследован годовой ход температуры воздуха в различных зонах ледника и в Баренцбурге; выявлены особенности годового хода температуры воздуха у подножия ледника и на его вершине. Дополнительно проведен анализ взаимосвязи температуры воздуха, наблюдаемой на леднике, с температурой воздуха, получаемой на ближайшей метеорологической станции (ГМО «Баренцбург») для целей прогноза метеоусловий на леднике по данным наблюдений на стационарном посту.

Проведенный анализ и полученные оценки показали, что:

- температура воздуха на вершине ледника, как правило, ниже, чем температура воздуха у подножия; разница усиливается в летний период;

- регрессионный анализ взаимосвязи значений температуры воздуха на вершине и у подножия ледника показал, что взаимосвязь этих характеристик в зимний период времени достаточно высока (коэффициент детерминации описывает более 50% общей доли дисперсии), в отличие от летнего периода;

- для взаимосвязи значений температуры воздуха в поселке Баренцбург и на вершине ледника были получены высокие коэффициента детерминации, описывающего более 50% общей доли дисперсии для каждого месяца рассматриваемого периода времени;

- при оценке взаимосвязи значений температуры воздуха в поселке Баренцбург и у подножия ледника были получены неоднозначные результаты, выявить причины которых в данной работе не представилось возможным; планируется продолжить исследования, привлекая данные о ветровом режиме и радиационном балансе.

Список литературы

1. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Токарев М.Ю., Калашников А.Ю., Мирошниченко Д.Е., Резников Д.С. Радиофизические исследования ледника Альдегонда на Шпицбергене в 1999 г. // Материалы гляциологических исследований. – М., 2001. – Вып. 90. – С. 86–99.
2. Волошина А. П. Метеорология горных ледников. Материалы гляциологических исследований, вып. 92. Институт географии РАН, 2002. с. 104
3. Зингер Е.М. Шпицберген – ледовый архипелаг. М., 2006, с. 303.
4. Гляциология Шпицбергена. – М.: Наука, 1985. – 200 с.
5. Иванов Б.В. Закономерности и различия первого и современного потепления в Арктике на примере архипелага Шпицберген. Иванов Б.В. «Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа». ММБИ РАН, Мурманск, 31.10-01.11. 2018. Выпуск IX.
6. Иванов Б.В., Павлов А.К., Андреев О.М., Священников П.Н. Исследования снежно-ледяного покрова залива Грэн-фьорд (арх. Шпицберген): исторические данные, натурные исследования, моделирование // Проблемы Арктики и Антарктики, 2012. №2 (92).С. 43 – 54.
7. Исаев А. А. Статистика в метеорологии и климатологии. М.: Издательство МГУ. 1988, с. 25-28
8. Калесник С. В. Очерки гляциологии. М.: Географиз, 1963. стр. 81, 82, 380.
9. Мавлюдов Б.Р. Некоторые сведения о гидрологии ледника Альдегонда (Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. – С. 120–125.
10. Мавлюдов Б.Р. О деградации горно–долинных ледников Шпицбергена // Комплексные исследования Шпицбергена. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2004. – Вып. 4. – С.207–216.
11. Мавлюдов Б.Р., Кокин О.В. Был ли ледник Альдегонда (Западный Шпицберген) пульсирующим? // Природа шельфа и архипелагов европейской Арктики. Материалы международной научной конференции (Мурманск 2008 г.) – М.: ГЕОС, 2008. – Вып.8. – С.222–226.

12. Мавлюдов Б.Ф., Кудиков А.В. Изменения ледника Альдегонда с начала XX века. «Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа». ММБИ РАН, Мурманск, 31.10-01.11. 2018. Выпуск IX.
13. Мавлюдов Б. Р., Соловьянова И. Ю. Баланс массы ледника Альдегонда в 2002/03 и 2003/04 балансовых годах // Комплексные исследования природы архипелага Шпицберген. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. Вып. 5. С. 331–340.
14. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы // Ленинград гидрометиздат, 1984. С. 98
15. Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Ленинград: Гидрометеиздат, с. 1980, 269.
16. Новоселов А. С., Карандашева Т. К. Статистические методы обработки экологической информации: методические указания для выполнения практических работ. Вологда: ВоГТУ, кафедра геоэкологии и инженерной геологии, 2003, с. 14-18
17. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Чернов Р.А. Оценка абляции на ледниках Шпицбергена. Лёд и снег, 2010, №3. С. 13-18.
18. Павлов А.К., Б.В. Иванов, Д.М. Журавский, В. Тверберг. Потепление в заливах Западного Шпицбергена кратковременное явление или устойчивая тенденция // Проблемы Арктики и Антарктики, 2010. №3.С. 1 – 13.
19. Педлоски Дж. Геофизическая гидродинамика. Т1. М.: Мир, 1984, 398 с.
20. Печуров Л.В. Шпицберген. М.: Мысль, 1983, 150 с.
21. Священников П. Н., Рагулина Г. А. Природа шельфа и архипелагов европейской Арктики. Комплексные исследования природы Шпицбергена, ГЕОС, №10, 2010 с. 469-474.
22. Сосновский А.В., Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И. Влияние снежного покрова на термический режим политермического ледника в условиях Западного Шпицбергена // Лёд и Снег, 2015. Т.55 №3. С. 27-37.
23. Сосновский А.В., Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И. Гидротермическая структура политермического ледника на Шпицбергене по данным измерений и численного моделирования // Лёд и Снег, 2016. Т.56 №2. С. 149-160.
24. Тарасов Г.А., Кокин О.В. К вопросу изучения потока осадочного вещества в заливе Грэн-фьорд // Материалы международной научной конференции “Морские

- исследования полярных областей Земли в Международном полярном году 2007/2008”. СПб. 2010. С. 84-85.
25. Тисленко Д.И., Иванов Б.В. Долгопериодная изменчивость температуры атлантических вод во фьордах острова Западный Шпицберген в период первого (1920 – 1940 гг.) и современного потепления в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики, 2015. №2 (104).С. 93 – 101.
 26. Троицкий Л. С. Баланс массы ледников разных типов на Шпицбергене // Материалы гляциологических исследований. 1988. Вып. 63. С. 117–121
 27. Троицкий Л. С. О балансе массы ледников Шпицбергена в 1985/1986, 1986/1987 и 1987/1988 балансовых годах // Материалы гляциологических исследований. 1988. Вып. 63. С. 194–197.
 28. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа // СПб.: «Наука», Научные исследования в Арктике, 2007. Т. 2. с. 136.
 29. Ходаков В.Г. Водноледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. М., “Наука”, 1978, 59 с.
 30. Черкасов П.А. Радиационный баланс физической поверхности горного ледника в период абляции // издательство “НАУКА” Казахской ССР, Алма-Ата, 1980 г., с. 3.
 31. Чернов Р.А., Васильева Т.В., Кудиков А.В. Температурный режим поверхностного слоя ледника Восточный Грэнфьорд (Западный Шпицберген) // Лёд и Снег, 2015. Т. 55 №3. С. 38-46.
 32. Щербань М. И. Микроклиматология // Издательство Киевского университета, 1968, с. 9
 33. Coachman L.K., Aagaard K. Physical oceanography of the Arctic and Sub-Arctic Seas // Herman Y. (Ed.) Marine Geology and Oceanography of the Arctic Ocean. - New York, Springer, 1974. P72
 34. Cottier F.R., Tverberg V., Inall M.E., Svendsen H., Nilsen F., Griffiths C. Water mass modification in an Arctic fjord through cross-shelf exchange // J. Geophysical Research, 2005. vol. 110. –: C12005.
 35. Ganachaud A., Wunsch C. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data // Nature, 2000. Vol. 408. P. 453 – 456.
 36. H.M. Gjelten, Ø.Nordli, K. Isaksen, E.J. Førland, P. N. Sviashchennikov, P. Wyszynski, U.V. Prokhorova, R. Przybylak, B.V. Ivanov, A. V. Urazgildeeva. Air temperature

- variations and gradients along the coast and fjords of western Spitsbergen. *Polar Research*, 2016, 35, 29878, <http://www.polarresearch.net/index.php/polar>, DOI: <http://dx.doi.org/10.3402/polar.v35.29878>
37. Gusmeroli A., Jansson P., Pettersson R., Murray T. Twenty years of cold surface layer thinning at Storglaciären, sub-Arctic Sweden, 1989–2009 // *Journ. of Glaciology*. 2012. V. 58. No 207. P. 1–8.
38. Hagen J.O., Liestøl O., Roland E., Jørgensen T. *Glaciers Atlas of Svalbard and Jan Mayen* // Norsk Polarinst., Meddelelser. – Oslo, 1993. – No 129. – 141 p.
39. Hanzlick D. J. *The West Spitsbergen Current: Transport, forcing and variability* // Ph. D. thesis. University of Washington, Seattle, 1993. 127 p.
40. Marsz A., Styszyńska A. *Climate and Climate Change at Hornsund, Svalbard* // Gdynia Maritime University, Gdynia, 2013. ISBN: 978-83-7421-191-8.
41. Nordli Ø, Przybylak R., Ogilvie A., Isaksen K. Long-term temperature trends and variability on Spitsbergen: the extended Svalbard Airport temperature series, 1898-2012 // *Polar Research* 2014, vol. 33, <http://dx.doi.org/10.3402/polar.v33.21349>
42. A.K. Pavlov, V. Tverberg, B.V. Ivanov, F. Nilsen, S.Falk-Petersen, M.A. Granskog, 2013. Warming of Atlantic Water in two west Spitsbergen fjords over the last century (1912-2009). *Polar Research*, 32, 11206, <http://dx.doi.org/10.3402/polar.v32i0.11206>
43. Prospekt A.S. *De Norske Kulfelter Green harbour (No5)*. Tromso Statsarkiv, SNSK's archive. – 1912. – Vol. 455.
44. Rudels B., Meyer R., Fahrbach E., Ivanov V.V., Østerhus S., Quadfasel D., Schauer U., Tverberg V., and Woodgate R.A. Water mass distribution in Fram Strait and over the Yermak Plateau in summer 1997 // *Annales Geophysicae*, 2000. vol. 18. P. 687-705.
45. Tislenko D.I., Ivanov B.V. Long-period variability of Atlantic water in the Svalbard fjords in conditions of modern warming // *Czech Polar Reports*, 2015.N2.P. 134 – 142
46. Walsh J. E., W.L. Chapman, T.L. Shy. Recent decrease of sea level pressure in the central Arctic // *Journal of Climate*, 1996. vol. 9. P. 480 – 486.

Интернет-источники:

47. <https://geodata.npolar.no/barentsportal/>
48. www.svalbardscienceforum.no