

УДК 556.124.4(470.6)
ББК 26.222.8
Л 39

Издание подготовлено при поддержке Российского научного фонда
по проекту № 17-17-01270

Утверждено к печати Ученым советом Института географии РАН

Ответственный редактор
В. Н. Михаленко

Рецензенты:
член-корреспондент РАН, доктор физико-математических наук *В. А. Семенов*
доктор географических наук, профессор *В. В. Рогов*

Л 39 Ледники и климат Эльбруса. — М.; СПб.: Нестор-История, 2020. — 372 с.

ISBN 978-5-4469-1671-9

В результате исследований последних лет на Эльбрусе были получены принципиально новые результаты в области изучения метеорологического режима, баланса массы ледников, изменчивости климата и природной среды по данным ледниковых кернов. Используя данные космических съемок, наземных и воздушных радиолокационных измерений, было оценено изменение площади, толщины и объема ледников. Многолетние исследования баланса массы ледника Гарабаши показали, что в настоящее время происходит самое быстрое сокращение оледенения за последние 130 лет, что отражает значительное повышение летней температуры воздуха (0,5–0,7 °С за 30 лет) при почти неизменном количестве осадков и увеличении приходящей коротковолновой солнечной радиации с 1980-х гг. Важные результаты были получены при изучении кернов льда с Западного плато Эльбруса. Они содержат данные об изменчивости изотопного состава ледникового льда, основных ионов химических соединений, содержания несгоревшего углерода и нерастворимых примесей. Радиоуглеродная датировка придонных слоев льда показала, что максимальный возраст ледниковой толщи может достигать 2 тыс. лет. Анализируя температурный профиль, измеренный в леднике, была выполнена реконструкция температуры деятельного слоя. Приводятся результаты исследований на Восточной вершине Эльбруса, где выполнены измерения температуры воздуха и поверхности и обнаружены несколько видов мхов и печеночников.

Монография хорошо иллюстрирована фотографиями и рисунками, содержит обширный список литературы. Она будет интересна не только специалистам, но и аспирантам и студентам.

УДК 556.124.4(470.6)
ББК 26.222.8

ISBN 978-5-4469-1671-9



9 785446 916719

© Коллектив авторов, 2020
© Издательство «Нестор-История», 2020

Содержание

Введение 11

Часть I. Климатические условия в районе Эльбруса

Глава 1. Общая климатическая характеристика

Обеспеченность метеорологическими данными.....	21
Метеорологические измерения в районе Эльбруса.....	21
Использование данных реанализа для восстановления метеорологического режима	31
Общий анализ условий атмосферной циркуляции	35
Средний многолетний режим атмосферной циркуляции	35
Типичные синоптические процессы, определяющие метеорологические условия	38
Основные климатические характеристики в районе Эльбруса.....	43
Сезонный ход температуры и осадков.....	43
Эмпирические функции распределения температуры и осадков	45
Средний многолетний ветровой режим.....	49

Глава 2. Особенности метеорологического режима

Общая характеристика изменчивости метеорологических величин	53
Пространственная изменчивость метеорологических величин	60
Анализ временной изменчивости метеорологических рядов.....	63
Мезомасштабные эффекты циркуляции.....	68
Понятие подветренной бури.....	68
Методика выявления подветренных бурь	71
Порывистость ветра и метелевый перенос при подветренных бурях и боковом обтекании	78

Глава 3. Тепловой баланс ледников Эльбруса в зоне абляции и аккумуляции

Методика оценки компонентов теплового баланса	82
Уравнение теплового баланса и его упрощение.....	82

Выбор метода расчета потоков явного и скрытого тепла	85
Особенности радиационного режима ледников	89
Компоненты радиационного баланса по данным измерений в летний сезон	89
Компоненты радиационного баланса по данным измерений в зимний сезон	95
Оценки длинноволновой нисходящей радиации по данным о температуре воздуха и влагосодержании	100
Пространственная изменчивость приходящей коротковолновой радиации	103
Тепловой баланс ледников	106
Особенности теплового баланса в зоне абляции	106
Особенности теплового баланса в зоне аккумуляции	113

Глава 4. Оледенение Кавказа и современное глобальное потепление

Тенденции современных изменений ледников Кавказа	118
Изменения температурно-влажностного режима	121
Вариации радиационного режима и их причины	127
Изменение режима атмосферной циркуляции как основная причина деградации ледников	131

Часть II. Современное состояние оледенения Эльбруса

Глава 1. Толщина ледников и запасы льда на Эльбрусе

Радиолокационные измерения толщины ледников	141
Обработка данных аэrorадиозондирования	146
Оценка погрешностей	148
Погрешности определения толщины льда	148
Погрешность интерполяции данных радиозондирования	149
Толщина льда и объем ледников	150
Обсуждение результатов и сравнение с моделями	154
Подледный рельеф Эльбруса. Подледниковые озера	156
Рельеф подледного ложа	157
Методика поиска участков переуглубленного ложа	160
Результаты	161

Глава 2. Изменение объема ледников

Методы исследования	167
Исключение аномальных значений и расчет изменений массы ледника	172
Контуры ледников	174
Оценка погрешностей	174
Результаты	177
Изменение площади	177
Изменение высоты поверхности и объема ледников	177

Глава 3. Баланс массы ледника Гарабаши

Методика исследований	187
Метеорологические условия в Приэльбрусье	190
Первый период наблюдений, 1982–1997 гг.	196
Аккумуляция	196
Абляция	200
Второй период наблюдений, 1998–2017 гг.	203
Обсуждение	207

Часть III. «Память» ледников Эльбруса

Глава 1. Экспериментальные исследования кернов льда

Бурение ледников. Получение кернов	217
Методы анализа керна и выделение годовых горизонтов	222
Стратиграфия и плотность	222
Компьютерная томография ледникового керна	224
Химические анализы	227
Выделение годовых горизонтов	228
Датирование льда	230

Глава 2. Изотопный состав кислорода и водорода в кернах льда

Формирование изотопного сигнала	238
Влияние постдепозиционных эффектов на изотопный состав снега и льда	242
Формирование изотопного сигнала на Восточной вершине Эльбруса	242

Глава 3. Изменчивость несгоревшего углерода.....	245
Глава 4. Реконструкция изменчивости атмосферной пыли по данным ледникового керна Эльбруса	254
Глава 5. Реконструкция эмиссии диоксида серы.....	270
Глава 6. Температурный режим ледников	
Фактические данные о температуре льда.....	280
Реконструкция температуры деятельного слоя ледника на Западном плато Эльбруса за 1930–2008 гг.	282
Материалы и методы	284
Метод реконструкции температуры поверхности ледника	284
Реконструкция температуры поверхности ледника.....	287
Глава 7. Фумарольное поле на Восточной вершине Эльбруса	
Температура грунта.....	298
Измерения температуры воздуха	299
Растительный покров	300
Заключение	307
Summary	318
Литература	328
Об авторах	358

Contents

Introduction	11
Part I. Climatic conditions of the Elbrus region	
Chapter 1. Basic climatic characteristic	
Availability of the meteorological data.....	21
Meteorological measurements in the Elbrus area.....	21
Reanalysis data application for reconstruction of the meteorological conditions	31
Analysis of atmospheric circulation conditions.....	35
Long-term average atmospheric circulation patterns.....	35
Typical synoptic processes	38
Basic climatic characteristics in the Elbrus region.....	43
Seasonal temperature and precipitation	43
Empirical distribution functions of temperature and precipitation	45
Average long-term wind regime	49
Chapter 2. Meteorological regime patterns	
General characteristic of variability of meteorological components ...	53
Spatial variability of meteorological components	60
Analysis of the temporal variability of meteorological time series	63
Mesoscale circulation effects.....	68
Downslope windstorm concept.....	68
Methods of downslope windstorm identification	71
Gustiness and snow drift transport during downslope windstorm and streamline flow	78
Chapter 3. The heat budget of the Elbrus glaciers in the ablation and accumulation zones	
Methods of heat budget assessment	82
The heat budget equation and its simplification.....	82
The choice of method for calculating sensible and latent heat fluxes	85

Glacier radiation regime.....	89
Radiation budget components measured in summer season.....	89
Radiation budget components measured in winter season	95
Estimates of long-wave radiation from air temperature and moisture data.....	100
Spatial variability of incoming shortwave radiation.....	103
Heat budget of the glaciers.....	106
Heat budget in the ablation zone.....	106
Heat budget in the accumulation zone.....	113

Chapter 4. Contemporary glaciation of the Caucasus and recent global warming

The tendency current changes of glaciers in the Caucasus	118
Variation of temperature and humidity.....	121
Radiation budget change and its mechanisms	127
Atmospheric circulation change as a main course of deglaciation....	131

Part II. Contemporary glaciation of the Mt. Elbrus

Chapter 1. Ice thickness and volume

Radar measurements of ice thickness.....	141
Airborne radar data processing.....	146
Error assessment.....	148
Mass balance uncertainty	148
Interpolation error.....	149
Glacier ice thickness and volume	150
Discussions and validation	154
Elbrus bedrock relief. Subglacial lakes	156
Bedrock relief.....	157
Identification of bedrock overdeepenings.....	160
Results.....	161

Chapter 2. Glacier volume change

Methods.....	167
Removal of anomalous values and calculation of glacier mass changes	172
Glacier outlines.....	174
Error assessment.....	174

Results.....	177
Area changes.....	177
Surface elevation and glacier volume changes.....	177

Chapter 3. Mass balance of Garabashi Glacier

Methods.....	187
Meteorological regime at the Elbrus area.....	190
First period of observations, 1982–1997.....	196
Accumulation.....	196
Ablation.....	200
Second period of observations, 1997–2017.....	203
Discussion	207

Part III. A «memory» of Elbrus glaciers

Chapter 1. Experimental studies of ice cores

Ice core drilling.....	217
Methods of ice core analysis and annual stratification.....	222
Ice-core stratigraphy and density	222
X-Ray computed tomography of intact ice core	224
Chemical analysis.....	227
Seasonal ice-core stratigraphy	228
Ice dating.....	230

Chapter 2. Isotope studies of hydrogen and oxygen in ice cores

Isotope signal formation.....	238
Effects of postdepositional processes on the isotopic composition of snow and ice.....	242
Isotope signal on the Eastern summit of Mt. Elbrus.....	242

Chapter 3. Black carbon variability..... 245

Chapter 4. Reconstruction of the atmospheric dust variability based on the Elbrus ice-core records 254

Chapter 5. Reconstruction of past anthropogenic sulfur emissions 270

Chapter 6. Temperature regime of Elbrus glaciers

Borehole temperature	280
Reconstruction of the active layer temperature of the glacier at the Western Plateau for 1930-2008	282
Materials and methods	284
Method of reconstruction of glacier surface temperature	284
Reconstruction of glacier surface temperature.....	287

Chapter 7. Fumarolic field on the Eastern summit of Elbrus

Ground temperature.....	298
Air temperature	299
Vegetation cover.....	300

Conclusions	307
--------------------------	-----

Summary	318
----------------------	-----

References	328
-------------------------	-----

Autors	358
---------------------	-----

Введение

О. В. Рототаева, В. Н. Михаленко

Начало систематического изучения ледников Эльбруса относится к периоду проведения Международного геофизического года (МГГ), когда большая комплексная экспедиция Московского университета под руководством Г. К. Тушинского в 1957–1959 гг. проводила обширные наблюдения. Исследовалось состояние ледников всего массива, была выполнена их фототеодолитная съемка, на основе которой составлена карта масштаба 1:10000 и определена общая площадь оледенения — 130 км². Результаты этих работ опубликованы в монографии «Оледенение Эльбруса» (Оледенение Эльбруса, 1968) и нашли отражение в более поздних изданиях — Каталоге ледников СССР (Каталог ледников СССР, 1970), в последующих работах А. П. Волошиной (Волошина, 1966, 2002) и картографов МГУ и др.

В Институте географии АН СССР изучение режима ледников Эльбруса началось в 1961–1963 гг., когда была организована большая экспедиция с двумя зимовками. Научным руководителем был В. М. Котляков, а в проведении работ принимали участие А. Б. Бажев, А. П. Волошина, Н. А. Голодковская, К. И. Кукушкина, М. Я. Плам, А. М. Тареева, Т. Ю. Тюлина и др. На Эльбрусе экспедиция работала в научном сотрудничестве с Высокогорным геофизическим институтом (ВГИ) в Нальчике и МГУ. Стационаром служила Ледовая база на высоте 3680 м, принадлежавшая ВГИ. Основные гляциологические исследования проводились на относительно пологом участке ровного фирнового поля между ледниками Гарабаши и Терскол на высоте 3750 м. Здесь зимой на снеговой площадке изучалось накопление снега, его стратиграфия, интенсивность метелевого переноса, а в маршрутах между Ледовой базой и Приютом 11 — особенности отложения снега на склоне. Летом были организованы регулярные теплобалансовые исследования и измерения таяния, изучалось строение и структура

фирново-ледяной толщ, процессы фильтрации воды и льдообразования, ставились методические работы по термозондированию ледника и слежению за сезонными колебаниями движения льда. На Ледовой базе велись трехсрочные метеорологические наблюдения. Результаты работ опубликованы в серии статей в сборниках (*Бажев, Бажева*, 1964; *Некоторые итоги...*, 1964; *Псарева*, 1964; *Тепловой и водный режим...*, 1965), частично вошли в монографию «Оледенение Эльбруса» (Оледенение Эльбруса, 1968) и др.

Новый этап работ на Эльбрусе начался с 1980-х гг., когда А. Б. Бажев создал Северо-Кавказскую научную станцию в Нальчике и разработал большую программу работ на Кавказе. Ее задачей была оценка состояния природных ресурсов Кавказа и в том числе изучение режима ледников. Главным объектом таких исследований стал район Эльбруса, а для стационарных работ был выбран ледник Гарабаши.

Гарабаши — часть южного склона крупнейшего в России ледникового массива Эльбруса, пятого по высоте вулкана мира (5642 м). Ледник расположен на обширном открытом склоне вулканической вершины, охватывающем максимальное разнообразие условий ледниковой зоны Кавказа в высотном диапазоне более двух километров.

Гарабаши был доступен более других ледников Эльбруса благодаря возможности при подъеме к нему преодолеть часть склона по канатной дороге. Важнейшим фактором выбора ледника была близость метеостанции Терскол — у подножья южного склона, в долине р. Азау.

Ряд ежегодных наблюдений за балансом массы ледника Гарабаши начался в 1982 г. и не прерывается до настоящего времени. Ледник был включен в систему наблюдений Международной службы мониторинга ледников, и с 1984 г. данные о его балансовом состоянии регулярно публикуются в бюллетенях этой службы.

В работах на леднике в 1980–1990-е гг. участвовали многие сотрудники отдела гляциологии — А. Б. Бажев, А. М. Дьякова, М. Б. Дюргеров, М. Г. Кунахович, В. Н. Михаленко, Г. Б. Осипова, О. В. Рототаева, Л. Н. Тарасова, А. М. Тареева, И. Ф. Хмелевской, Ю. Б. Шурдумов и др. Включались также и студенты, проходившие

гляциологическую практику на учебно-научной станции МГУ под руководством Н. А. Володичевой; в организации работ всегда оказывали поддержку начальники станции — сначала Н. А. Урумбаев, а затем и до сих пор А. Д. Олейников.

В 1987 г. между ледниками Малый Азау и Гарабаши на высоте 3850 м был построен небольшой дом, который до сих пор служит стационаром и базой для большого комплекса различных работ на склоне Эльбруса.

С первых лет изучение баланса массы ледника включало весенние и осенние снегосъемки на всей его площади, постоянную сеть наблюдений за режимом зимнего накопления снега и летнего таяния вплоть до конца периода абляции, измерение годового прихода вещества в леднике. Большое внимание уделялось процессам повторного замерзания воды в снежной и фирновой толще, формированию внутреннего питания ледника — по наблюдениям в шурфах, охватывающих до 4–5 и более годовых слоев. В результате были определены зоны льдообразования на всей площади области аккумуляции. На разных высотах велись наблюдения за летними снегопадами, измерялось альbedo поверхности ледника. С 1987 по 1991 г. проводились наиболее детальные измерения на всей площади ледника и ежегодно строились карты всех составляющих водно-ледового баланса (*Бажев и др.*, 1995). В 1987 г. на леднике на высоте 3830 м была оборудована метеоплощадка, на которой в течение пяти летних сезонов здесь велись стандартные 8-срочные наблюдения. Там же дважды в сутки измерялись таяние поверхности и выпадавшие летние осадки. Данные метеонаблюдений явились основой для связей температуры воздуха и осадков на леднике и в долине, а также расчетов таяния в разных высотных зонах ледника.

С 1987 г. начались работы по изучению толщ ледника в области питания — бурение глубоких скважин с последующим исследованием ледникового керна в лабораториях Нальчика, Москвы и Стокгольма. В 1987–1988 гг. была пройдена серия скважин под руководством В. С. Загороднова в нижней части области питания на участке пологого плато на высоте 3950 м в области максимальной аккумуляции снега. Осенью 1987 г. при бескерновом бурении

термоиглой было достигнуто ложе ледника на глубине 78 м, а в мае 1988 г. впервые на Эльбрусе был получен керн льда длиной 76,6 м. В «теплой» фирновой зоне на месте бурения толщина фирна составила 24 м, по стратиграфии в фирне выделено 18–20 годовых слоев (Загороднов и др., 1992). В 1989 г. при испытании новой малогабаритной термобуровой установки конструкции Ленинградского горного института близ левого края ледника Гарабаши на высоте 3860 м, в инфильтрационной зоне льдообразования, ложе ледника было достигнуто на глубине 74 м. В сентябре 1990 г. по программе совместных работ с Метеорологическим институтом Стокгольмского университета были пробурены две скважины глубиной 17 м на небольшом плато с горизонтальной поверхностью в западной части ледника Большой Азау на высоте 4150 м в нижней части «холодной» фирновой зоны. 34 м керна были доставлены в Нальчик, а затем на самолете переправлены в лабораторию в Стокгольме. Здесь был выполнен структурно-стратиграфический анализ керна, а также исследован его химический состав (Bazhev et al., 1998; Ротомеева и др., 1998).

В 1988 г. впервые на Эльбрусе С. А. Никитиным была выполнена маршрутная радиолокационная съемка ледников Гарабаши, Большой и Малый Азау (Ротомеева и др., 2002). Анализ распределения площадей и объемов льда на южном склоне Эльбруса позволил сделать ряд выводов о разной климатической и динамической устойчивости этих ледников, а также объяснить эпизодические выбросы льда на леднике Большой Азау подпруживанием ледникового потока входом в узкое ущелье.

Исследования баланса массы ледников южного склона дополнялись геохимическими наблюдениями. В 1987–1994 гг. они проводились эпизодически, а после 1995 г. в программу совместных работ с отделом географии Кабардино-Балкарского научного центра вошли регулярные наблюдения за химическим составом снега, льда и воды на склоне Эльбруса (Керимов и др., 2011). Впервые для горного ледника разработана методика расчета годового баланса химических примесей в разных высотных зонах ледника — поступления макроэлементов с осадками и выноса талыми водами (Ротомеева, 2001).

Новый этап в исследовании Эльбруса начался в 2004 г., когда на Западном плато на высоте 5100 м была пробурена 22-метровая скважина, в которой измерена температура (Михаленко и др., 2005). Результаты изучения фирнового керна показали, что в вариациях изотопного состава кислорода и водорода наблюдается хорошо выраженная сезонная цикличность, а в керне отсутствуют следы летнего таяния. Это подтвердили и данные температурных измерений, которые показали, что температура снежно-фирновой толщи в основании деятельного слоя составляет -17°C . Было найдено идеальное место для проведения глубокого бурения ледника на Кавказе и реконструкции климатических условий на основе анализа ледникового керна. Плато расположено на высотах 5000–5100 м вблизи Западной вершины Эльбруса, его плоская часть занимает примерно $0,5\text{ км}^2$ поверхности, что позволяет минимизировать потери части снежной толщи за счет метелевого переноса, а незначительное таяние обеспечивает сохранность изотопной и химической записи в ледниковых кернах. Во время подготовительных работ в 2004–2007 гг. на поверхности плато была выполнена серия радиолокационных съемок, по результатам которых были составлены карты высоты поверхности ледника, толщины льда и рельефа подледникового ложа (Лаврентьев и др., 2010). Было установлено, что толщина ледника на плато достигает 250 м.

В 2006 г. была выполнена серия работ в седловине и на Восточной вершине Эльбруса, во время которых проводилось изучение изотопного состава кислорода в снежных шурфах и фирновых кернах, отбирались образцы свежеснежного покрова, в том числе и при прохождении атмосферных фронтов, и при выпадении осадков из конвективных облаков. Было показано, что сезонная цикличность прекрасно выражена и в отложениях ледниковой толщи на вершине, но часть зимних горизонтов сдувается ветром. Толщина ледника в кратере Восточной вершины Эльбруса достигает 78 м.

В 2007 г. на Западном плато была установлена автоматическая метеостанция, проработавшая в течение семи месяцев. При проведении этих работ трагически погиб М. Г. Кунахович, стоявший у истоков исследований на плато. При интерпретации данных, полученных при помощи этой станции, была установлена тесная

связь метеорологических параметров в приземном слое воздуха с результатами наблюдений на метеорологических станциях и данными реанализа (Торопов и др., 2016).

Бурение глубокой скважины на плато было проведено в августе – сентябре 2009 г. Все грузы и участники буровой экспедиции были доставлены к точке бурения на высоте 5150 м от площадки в Терсколе вертолетом Ми-8МТВ. Скважина достигла ложа на глубине 181,8 м (Михаленко, 2010), а керн льда в замороженном состоянии был привезен в Москву. Результаты работ, изложенные в этой книге, во многом основаны на данных, полученных при его исследовании.

В это же время были проведены работы по изучению фумарольного поля на внешней кромке кратера Восточной вершины Эльбруса, известного еще с первого геологического обследования Эльбруса В.В. Дубянским в 1907 г. На его поверхности температура в течение всего года остается положительной и отсутствует снежный покров и лед. На глубине 5 и 40 см от поверхности были установлены температурные датчики, работавшие в течение двух лет (2013–2014). В эти же годы впервые были проведены непрерывные измерения температуры воздуха на вершине. Измерения проводились в период 24.06.2013–15.07.2015 с интервалом 2 часа (Abramov et al., 2017). На поверхности фумарольного поля были обнаружены колонии мхов и печеночников, которые встречаются в Альпах, хотя на гораздо меньших высотах.

Обширный комплекс работ по изучению радиационного и теплового баланса проводился на Эльбрусе под руководством А.П. Волошиной во время Международного геофизического года (МГГ) (1957–1959) и в последующие годы (1961–1963) на Ледовой базе. Такие исследования были возобновлены П.А. Тороповым в 2015 г. на Западном плато и продолжаются до настоящего времени на леднике Гарабаши. В результате этих работ было установлено, что в последние годы происходит увеличение коротковолновой составляющей в радиационном балансе. Причиной этого является рост повторяемости длительных антициклональных периодов на юге Европейской части России в летнее время, что привело к уменьшению облачности. В результате возросла потеря массы

ледников за счет увеличения сублимации льда при незначительном росте устойчиво высокой температуры воздуха.

В 2013–2014 гг. исследования толщины ледников Эльбруса вышли на совершенно новый уровень – было проведено воздушное радиолокационное зондирование с помощью вертолета. Непосредственно над ледниками пролегло 340 км профилей, а толщина льда была определена более чем в 40 тыс. точек. Это позволило впервые составить карту толщины ледников для всего оледенения массива Эльбруса (Kutuzov et al., 2019a). Для оценки изменения высоты поверхности ледников Эльбруса и баланса их массы были использованы цифровые модели рельефа и космические снимки высокого разрешения, вплоть до 2017 г. С 1997 по 2017 г. общая площадь ледников Эльбруса уменьшилась с 125,76 до 112,20 км², причем темп сокращения составлял 0,54 % в год. За этот период пять небольших ледников общей площадью 0,76 км² отделились от Эльбрусской ледниковой системы. Сокращение площади происходило не только в силу отступления языков ледников, но и благодаря увеличению площади существующих нунатаков и появлению новых скальных выходов ниже 4500 м. Общий объем измеренных ледников Эльбруса составляет 5,03 км³, или 4,27 км³ в слое воды, в 2017 г.

Структура монографии

В этой работе мы постарались представить все результаты исследований в ледниковой зоне Эльбруса, которые были проведены после окончания Международного геофизического года. В написании монографии принимали участие специалисты разного профиля. Каждая глава имеет своих авторов и представляет собой законченное исследование. Монография состоит из трех частей, которые, в свою очередь, разделены на отдельные главы.

Первая часть посвящена результатам исследования климата района Эльбруса. В ее написании принимали участие П.А. Торопов, М.А. Алешина, А.А. Полухов и А.А. Шестакова. Во второй части представлены итоги работ по изучению современного состояния ледников Эльбруса, их баланса массы и приведена оценка вероятности возникновения приледниковых озер при дальнейшем

сокращении ледников. Ее авторами являются С. С. Кутузов, И. И. Лаврентьев, Г. А. Носенко, О. В. Рототаева и А. М. Смирнов. В третьей приводятся результаты исследования ледниковых кернов, полученных в разные годы на Западном плато и на Восточной вершине. Авторами этого раздела являются А. В. Козачек, С. С. Кутузов, М. Легран, С. Лим, В. М. Михаленко, С. Проинкерт, А. Г. Хайрединова. Глава, посвященная температурному режиму ледников и реконструкции температуры, была написана В. Н. Михаленко, Г. А. Черняковым, С. А. Тюфлиным и О. В. Нагорновым. Заключительный раздел посвящен изучению фумарольного поля, лежащего близ Восточной вершины. В его написании принимали участие В. Н. Михаленко, А. А. Абрамов, Л. В. Гагарина, С. С. Кутузов, И. И. Лаврентьев, А. Д. Потемкин и Г. Я. Дорошина.

Благодарности

Мы очень признательны В. М. Котлякову, чье внимание и помощь сопровождали нас на всех этапах наших исследований на Эльбрусе. Мы благодарим наших коллег из Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова за всемерную поддержку при проведении полевых работ и обсуждение полученных результатов — Н. А. Володичеву, С. А. Сократова, И. Беккиева, К. Чеченова, Г. И. Струкову. Особая благодарность — А. Д. Олейникову, директору Эльбрусской учебно-научной станции Московского университета, без активного участия которого эта работа вряд ли бы состоялась.

В проведении исследований принимали участие сотрудники самых разных организаций. Многолетнее сотрудничество связывает нас с Отделом географии Кабардино-Балкарского научного центра, где под руководством А. М. Керимова проводились работы по изучению химического состава снега и льда во всем диапазоне высот Эльбруса — от концов ледников до его вершин.

Анализы стабильных изотопов кислорода и водорода были выполнены в Лаборатории исследования климата и окружающей среды Арктического и антарктического научно-исследовательского института в Санкт-Петербурге и на географическом факультете Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова.

Мы благодарны за помощь и участие в обсуждении полученных результатов Е. В. Василенко, Ю. К. Васильчуку, А. Ф. Глазовскому, А. А. Екайкину, В. Я. Липенкову, Ю. Я. Мачерету, А. Н. Саламатину, С. А. Сократову, О. Н. Соломиной, Ю. Н. Чижовой. Отдельная благодарность М. Л. Владову (Геологический ф-т МГУ) за предоставленное радиолокационное оборудование.

Обработка керна, полученного в 2009 г. на Западном плато, проводилась в лабораториях Института наук о Земле Университета Гренобля (Université Grenoble Alpes, CNRS, Institut des Géosciences de l'Environnement) во Франции при всесторонней поддержке П. Жино (Patrick Ginot), Ж. Шаплаза (Jérôme Chappellaz), А.-К. Олман (Anne-Catherine Ohlmann).

Исследование минерального и геохимического состава пыли на ледниках проведено в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН) В. В. Крупской.

Реконструкция температуры поверхности ледника была выполнена вместе с коллегами из Национального исследовательского ядерного университета «МИФИ».

Изучение мхов, лишайников и печеночников, обнаруженных на кромке кратера Восточной вершины Эльбруса, проведено в Ботаническом институте им. В. Л. Комарова РАН в Санкт-Петербурге Л. В. Гагариной, Г. Я. Дорошиной и А. Д. Потемкиным.

Мы приносим искреннюю благодарность сотрудникам этих организаций и надеемся на сотрудничество в будущем.

В течение последних 35 лет в проведении исследований на ледниках Эльбруса и в обработке полученных материалов помимо авторов этой книги принимали участие А. Б. Бажев, С. дель Бен, Н. А. Голодковская, В. Н. Голубев, А. М. Дьякова, М. Б. Дюргеров, Н. Э. Елагина, М. Н. Иванов, А. А. Керимов, А. М. Керимов, П. А. Королев, В. М. Котляков, В. В. Крупская, М. Г. Кунахович, А. С. Кутузов, С. А. Марченко, В. И. Мицкевич, П. А. Морозова, А. Я. Муравьев, С. А. Никитин, О. Н. Носенко, В. И. Окопный, Г. Б. Осипова, Г. В. Попов, К. Е. Смирнов, Л. Н. Тарасова, А. М. Тареева, Д. Фролов, И. Ф. Хмелевской, Р. А. Чернов, А. В. Шишков, Ю. Б. Шурдумов и многие другие наши коллеги, студенты и друзья.

Мы благодарны за содействие в организации исследований сотрудникам Национального парка «Приэльбрусье» и его директору Ю. Х. Залиханову.

Успехам в проведении полевых работ мы обязаны нашим друзьям-вертолетчикам — А. Н. Семеновичу, Р. А. Губжокову, А. Давыдову, А. Болдыреву, О. И. Шишкову, которые часто с риском для жизни доставляли нас и все наши грузы на большие высоты, спускали вниз ледниковые керны, переживая не меньше нас об их сохранности. Без их активного участия работа по радиозондированию ледников Эльбруса также не состоялась бы.

В течение многих лет мы работали в тесном контакте с альпинистами и сотрудниками Эльбрусского высокогорного поисково-спасательного отряда МЧС России. Особую благодарность выражаем А. Ю. Овчинникову, С. В. Веденину, И. И. Сердюкову, Б. О. Тилову.

Большая часть работы и издание данной книги были выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант 17-17-01270). При написании данной монографии были привлечены результаты, полученные авторами при работе над другими проектами. В частности, С. С. Кутузов, И. И. Лаврентьев и А. М. Смирнов проводили исследования баланса массы ледника Гарабаши при поддержке гранта РФФИ 18-05-00838. Работа Л. В. Гагариной, Г. Я. Дорошиной и А. Д. Потемкина выполнена в рамках плановой темы Ботанического института им. В. Л. Комарова «Флора и систематика лишайников и мохообразных России и фитогеографически важных регионов» (AAAA-A19-119020690077-4).

Без поддержки проекта «Ice Memo» была бы невозможной работа по анализу ледникового керна в лабораториях Института наук о Земле в Гренобле. Всем этим организациям и фондам мы выражаем искреннюю благодарность.

Часть I

Климатические условия в районе Эльбруса

Глава 1

Общая климатическая характеристика района Эльбруса

П. А. Торопов

Обеспеченность метеорологическими данными

Метеорологические измерения в районе Эльбруса

Сетевые метеорологические измерения в горных районах, прилегающих к массиву Эльбруса, представлены тремя метеостанциями Росгидромета: Шаджатмаз, Клухорский перевал и Терскол. Эти точки измерений расположены на значительном удалении от самого Эльбрусского массива (за исключением Терскола) и не могут быть использованы для описания климатического режима в силу значительной пространственной изменчивости метеорологических элементов в горных районах. Так, в (Гандин, Каган, 1976) показано, что рекомендуемое расстояние между метеорологическими станциями в условиях сложной орографии не должно превышать 20 км. При таком подходе единственной метеорологической станцией, более или менее корректно описывающей метеорологический режим Эльбруса, можно считать Терскол. Однако однородность ряда данной метеостанции нарушена из-за ее переноса в 1995 г. на новое место. Тем не менее анализ пространственной корреляционной функции показывает, что для общего описания основных климатических характеристик (температуры и осадков) использование

ближайших метеорологических станций принципиально возможно (рис. 1.1.1, а). Эта оценка выполнялась на основе сравнения двухмесячных рядов измерений на Западном плато в 2007 г. и на леднике Гарабаша в 2013 г. с метеорологическими станциями Росгидромета, показанными на рис. 1.1.1, а. С учетом 8-срочных метеорологических измерений на сети Росгидромета, объем выборки для температуры и осадков составил 250 значений. В качестве значимого коэффициента корреляции принята величина 0,7 — она является границей оранжевой области на рис. 1.1.1, а. Для осадков область значимой корреляции (более 0,6) занимает существенно меньшую площадь: значимые коэффициенты корреляции практически отсутствуют. Вытянутость изокоррелянт к западу и северу от Эльбруса связана с сочетанием квазиширотного положения Главного Кавказского хребта и преобладающим направлением воздушных течений в регионе с северо-запада на юго-восток. Однако восстанавливать на основе этих данных метеорологические особенности отдельных лет, и тем более сезонов, с суточным разрешением некорректно. Крайне затруднительно также восстановление таких важнейших климатических параметров, как компоненты радиационного баланса, средней скорости ветра и порывов и др.

Непосредственно на склонах Эльбурского массива впервые метеорологические измерения были организованы в ходе Эльбурской экспедиции Академии наук СССР в 1934–1935 гг. (Баранов, Покровская, 1936). На метеостанциях Терскол (2150 м), Кругозор (2800 м) и Приют девяти (4200 м) с июля по август четыре раза в сутки проводились измерения приземной температуры воздуха, сумм осадков, характеристик влажности и скорости ветра. Вторая Эльбурская экспедиция была организована географическим факультетом МГУ в 1957–1959 гг. в рамках Международного геофизического года под руководством Г.К. Тушинского (Оледенение Эльбруса, 1968). В ходе этих работ на станции Ледовая база и вдоль южного склона (от станции Кругозор до седловины Эльбруса) проводились метеорологические и актинометрические измерения (Волошина, 1968; 2001). Программа выполнялась в течение трех летних сезонов. На основе этих измерений (Волошина, 2001) сделаны основные выводы о структуре теплового баланса ледников Эльбруса.

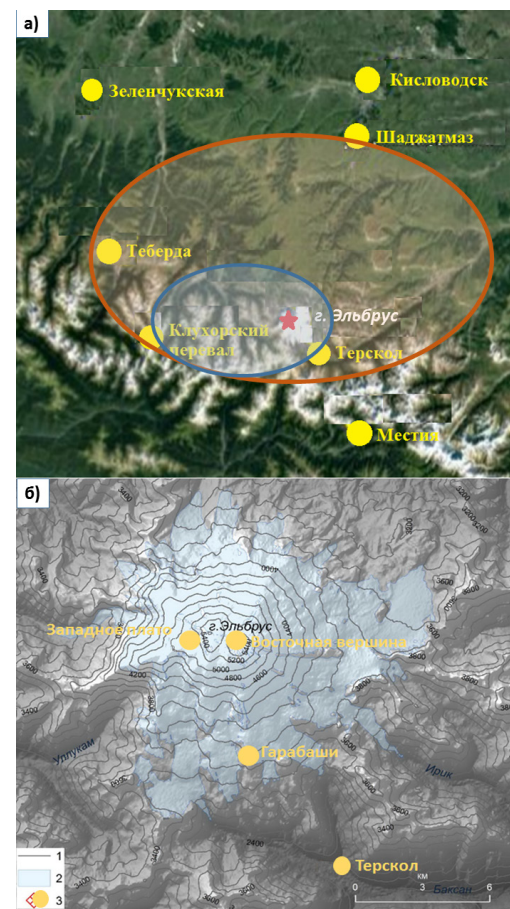


Рис. 1.1.1. Обеспеченность района Эльбруса метеорологическими данными: а) расположение сетевых станций Росгидромета и метеорологических измерений на Западном плато в 2007, 2013 и 2018 гг.; оранжевым показана область значимой пространственной корреляцией (0,7) между температурой в точках измерений на Эльбрусе и окрестными метеорологическими станциями, синим — между осадками, восстановленными по керновым данным, и окрестными метеорологическими станциями (0,5); б) 1 — изогипсы, 2 — области, занятые ледниками, 3 — точки метеорологических измерений в экспедициях ИГ РАН и географического факультета МГУ в 2007–2018 гг.

Следующая серия активных метеорологических измерений была начата в 2007 г. Институтом географии РАН и географическим факультетом МГУ. В 2007 и 2013 гг. на Западном плато метеорологические измерения выполнялись с помощью автоматических метеостанций AANDERAA и DAVIS (табл. 1.1.1). Метеостанция AANDERAA функционировала на Западном плато Эльбруса в 2007 г. В 2013 г. в этой же точке измерялись основные метеорологические величины с помощью метеостанции DAVIS. Еще одна такая станция располагалась в 2013 г. вблизи нижней границы области питания ледника Гарабаши на высоте 3850 м на лавовом потоке, отделяющем ледники Гарабаши и Малый Азау (рис. 1.1.2). На кромке восточного кратера Эльбруса (5600 м) в период 24.06.2013 – 15.07.2015 с интервалом 2 ч. работал температурный датчик с радиационной защитой S-TMB-M002, установленный на стенке скального выступа (рис. 1.1.1, б; табл. 1.1.1). Измерения температуры и характеристик влажности во всех описанных точках (за исключением Восточной вершины) выполнялись на высоте 2 м над поверхностью, а измерение компонент радиационного баланса – на уровне 1 м (Наставление..., 2009).

Существенный пробел в метеорологических данных, собранных по району Эльбруса, – отсутствие информации по осадкам в различных высотных зонах. На данный момент существуют фрагментарные измерения, выполненные в рамках экспедиций МГГ (*Волошина, 1968*), а также оценочные значения, полученные на основе радиолокационных съемок на Западном плато. Измерение осадков с помощью стандартного осадкомера Третьякова в высокогорных условиях некорректно: сочетание твердых осадков с сильными ветрами приводит к погрешности измерений, достигающей 25–30%, кроме того, невозможны автономные измерения. Использование автоматических осадкомерных ведер с подогревом требует мощного источника электропитания, обеспечить который над поверхностью горного ледника крайне затруднительно. Пожалуй, единственным перспективным способом долгопериодных измерений осадков в высокогорных условиях остается использование акустического принципа.

Таблица 1.1.1

Данные измерений, использованные для восстановления метеорологического режима г. Эльбрус и его окрестностей в 2007–2018 гг. (Т – температура, F – относительная влажность, V – скорость ветра, N – балл облачности, B – компоненты радиационного баланса (суммарная и отраженная радиация, эффективное излучение)

Характеристика метеостанции *	Оборудование	Частота измерений	Период измерений	Точность основных измеряемых величин				
				T, °C	F, %	V, м/с	N, балл	B, Вт/м ²
Терскол, 2150 м, 13 км	Стандартное оборудование Росгидромета	3 ч.	с 01.01.1956 по настоящее время	0,2	5	0,5–2	0,5	–
Клухорский перевал, 1850 м, 45 км	Стандартное оборудование Росгидромета	3 ч.	с 01.01.1960 по настоящее время	0,2	5	0,5–2	0,5	–
Теберда, 1325 м, 57 км	Стандартное оборудование Росгидромета	3 ч.	с 01.01.1927 по настоящее время	0,2	5	0,5–2	0,5	–

Продолжение табл. 1.1.1

Характеристика метеостанции *	Оборудование	Частота измерений	Период измерений	Точность основных измеряемых величин				
				T, °C	F, %	V, м/с	N, балл	B, Вт/м ²
Кисловодск, 943 м, 91 км	Стандартное оборудование Росгидромета	3 ч.	с 01.01.1944 по настоящее время	0,2	5	0,5–2	0,5	–
	Метеостанция DAVIS + радиометры Kipp&Zonen CNR 1	15 мин.	27.01.2016 – 05.02.2016	0,4	10	0,5–2	–	25
Шаджатмаз, 2056 м, 52 км	Стандартное оборудование Росгидромета	3 ч.	с 01.01.1960 по настоящее время	0,2	5	0,5–2	0,5	–
	Метеостанция DAVIS + радиометры Kipp&Zonen CNR 4	15 мин.	27.01.2016 – 05.02.2016	0,4	10	0,5–2	–	15

Продолжение табл. 1.1.1

Характеристика метеостанции *	Оборудование	Частота измерений	Период измерений	Точность основных измеряемых величин				
				T, °C	F, %	V, м/с	N, балл	B, Вт/м ²
Бивак ИГ РАН «Гарабаши», 3850 м, 6 км	Метеостанция DAVIS	15 мин.	23.06.2013 – 31.08.2013	0,4	10	0,5–2	–	–
	Метеостанция CAMPBELL + радиометры Kipp&Zonen CNR 1	15 мин.	27.01.2018 – 05.02.2018	0,2	10	0,5–2	–	25
	Акустический анемометр GILL ГЦ	20 ГЦ	27.01.2018 – 05.02.2018	–	–	0,01	–	–
Станция канатной дороги «Мир», 3500 м, 7 км	Метеостанция НОВО + радиометры Hukseflux	1 мин.	15.06.2018 – 25.07.2018	0,2	10	0,5–2	–	15
	Метеостанция CAMPBELL + радиометры Kipp&Zonen CNR 1	15 мин.	27.01.2016 – 05.02.2016	0,2	10	0,5–2	–	15

Окончание табл. 1.1.1

Характеристика метеостанции *	Оборудование	Частота измерений	Период измерений	Точность основных измеряемых величин				
				T, °C	F, %	V, м/с	N, балл	B, Вт/м ²
Западное плато, 5150 м	Метеостанция DAVIS, пиранометр и балансир Янишевского	15 мин.	27.06.2013 – 01.07.2013	0,4	10	0,5–2	0,5	25
	Метеостанция AANDERAA	3 ч.	01.08.2007 – 30.09.2007	0,1	5	0,5–2	–	20
Восточная вершина; 5627 м, 2 км	Градиентная мачта DAVIS, радиометры Kipp&Zonen CNR 1	1 мин.	24.06.2018 – 17.07.2018	0,4	5	0,5–2	0,5	15
	Датчик температуры S-TMB-M002	30 мин.	01.07.2013 – 30.09.2013	0,2	–	–	–	–

* Название метеостанции, высота над уровнем моря (в метрах), удаленность от точки кернового бурения в 2018 г. на Западном плато (в километрах).

Наиболее продолжительная серия высокогорных метеорологических измерений на Западном плато Эльбруса проводилась в период с 24 июня по 17 июля 2018 г. Метеорологическая площадка представляла собой субгоризонтальную снежную поверхность на высоте 5140 м. С позиции метеорологических и актинометрических измерений площадка практически идеальна – угол закрытости горизонта достигает 30 градусов только на севере и северо-востоке из-за массива Западной вершины (рис. 1.1.2), которая также создает тень для ветровых потоков северных румбов.

Выполнен комплекс метеорологических наблюдений, включающий:

- измерения температуры воздуха, относительной влажности, температуры точки росы, средней и максимальной скорости ветра на уровнях 0,25 и 1,8 м над поверхностью снега с помощью автоматических метеостанций (АМС) DAVIS Vantage Pro 2 с временной дискретностью 1 мин. Точность измерений температуры воздуха составляет $\pm 0,4$ °C, относительной влажности ± 10 %. Ошибки измерения скорости ветра зависят от самого значения скорости и в диапазоне скоростей 0–20 м/с составляют $\pm 0,5$ –1 м/с, а при значениях 20–45 м/с достигают ± 1 –2 м/с. При скоростях ветра, превышающих 45 м/с, измерения с помощью анемометра Vantage Pro 2 следует считать нерепрезентативными;
- измерения компонент радиационного баланса (приходящей и отраженной коротковолновой радиации, теплового излучения атмосферы и снежной поверхности) радиометрами Kipp&Zonen на уровне 1 м над снежной поверхностью с временной дискретностью 1 мин. и точностью ± 15 Вт/м². Синхронные измерения с такой же временной дискретностью проводились 27.06.2018 – 22.07.2018 на леднике Гарабаши с помощью радиометров Hukseflux;
- измерения температуры на поверхности снежного покрова и на глубине 0,15 м с помощью температурных датчиков Tiny Tag с временной дискретностью 15 мин. и с точностью $\pm 0,05$ °C;

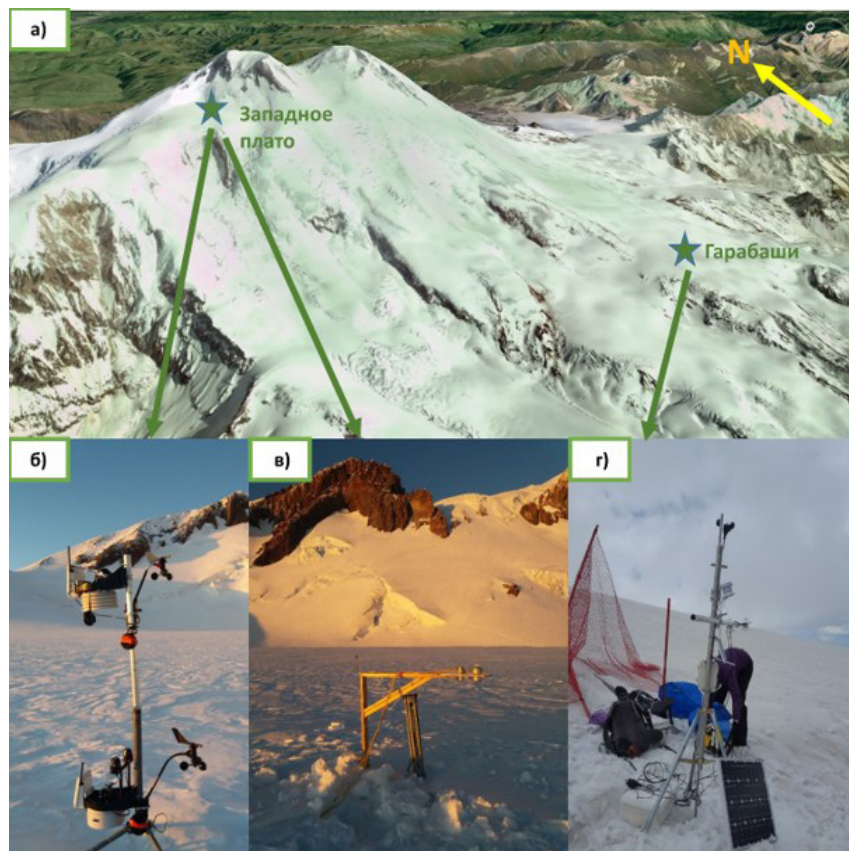


Рис. 1.1.2. Комплекс метеорологических измерений на Эльбрусе 24.06.2018 – 17.07.2018:

- а) панорама района исследований, звездочками показаны точки метеорологических измерений на леднике Гарабаши (3850 м) и на Западном плато (5150 м) (сделано с помощью программного продукта Google Earth); б) градиентная мачта с анемометрами и температурно-влажностными датчиками Vantage Pro 2 (Davis) на Западном плато; в) актинометрическая стрела с радиометрами Kipp&Zonen на Западном плато; г) метеорологическая станция НОВО и радиометры Nukseflux на леднике Гарабаши

- ежесуточные отсчеты (в 20:00) по трем снегомерным рейкам, расположенным на расстоянии 25 м друг от друга в разных условиях аккумуляции снега, и измерения плотности снежного покрова методом взвешивания образцов на электронных весах с точностью 0,5 г;
- ежечасные визуальные наблюдения за облачностью, состоянием диска солнца и погодными явлениями согласно рекомендациям Росгидромета (Наставление..., 2009) в период с 7:00 до 19:00.

Использование данных реанализа для восстановления метеорологического режима

Недостаток данных наблюдений в горных районах вынуждает привлекать в качестве дополнительного источника метеорологической информации результаты атмосферных моделей, записанные в узлах регулярной сетки (данные реанализа). Такой подход реализован во многих работах, посвященных анализу климатических условий высокогорных ледников (*Gilbert, Vincent, 2013; Hardy et al., 2003; You et al., 2010*). Реанализ представляет собой результат программной технологии обработки и усвоения данных глобальной системы метеорологических наблюдений с использованием полной гидродинамической модели общей циркуляции атмосферы. Данные реанализа включают поля более чем 300 гидрометеорологических величин с временным разрешением от 3 до 12 ч., характеризующих всю толщу атмосферы, подстилающую поверхность и деятельный слой суши. Величины, которые в первую очередь зависят от данных наблюдений и характеризуются относительно небольшой пространственно-временной изменчивостью, воспроизводятся моделями относительно хорошо. Например, ошибка температуры воздуха в свободной атмосфере по данным реанализа в сравнении с аэрологическими данными обычно не превышает ± 1 °C (www.noaa.gov). Величины, которые в большей степени зависят от свойств численных моделей, имеют более существенные погрешности. К таким величинам относятся осадки (ошибка может достигать 50%) и компоненты радиационного

баланса (до 50 Вт/м²) (www.noaa.gov). Отличительной чертой реанализа NCEP/NCAR, представленного в данной работе, является хороший временной охват данными — он доступен по любой точке земного шара за период 1948–2014 гг. Горизонтальное разрешение основного набора данных составляет 2,5×2,5°. В качестве примера были выполнены оценки данных по температуре и скорости ветра (Торопов и др., 2016). Для периода инструментальных наблюдений в 2013 г. среднесуточные данные по температуре и скорости ветра на изобарических поверхностях были билинейно проинтерполированы в точку станции. Для станции Западное плато данные интерполировались с изобарической поверхности 500 гПа, для точки Гарабаши — с 700 гПа, для Терскола — с 850 гПа. Билинейный метод приемлем для интерполяции температуры воздуха и скорости ветра в свободной атмосфере в силу относительно небольшой пространственной изменчивости полей. Например, в (Гандин, Казан, 1976; Груза, Рейтенбах, 1982) показано, что для среднесуточных значений температуры в свободной атмосфере радиус значимой корреляции выбранного узла сетки с окружающими точками колеблется в пределах 400–500 км. Кроме того, во многих работах, в частности в (Торопов, 2006), показано, что ошибки реанализа даже для средних месячных величин превышают погрешности, связанные с выбором метода интерполяции модельных данных.

Восстановленный таким образом ряд среднесуточных значений реанализа сравнивался со среднесуточными станционными данными. Такое сравнение проводилось для каждой станции по имеющимся периодам наблюдений (табл. 1.1.1). Для каждой пары рядов наблюдений и реанализа, а также для ряда разности между ними были рассчитаны эмпирические функции распределения, подобраны наиболее близкие к теоретическим типы распределения с использованием критерия χ^2 , определен критерий Фишера, оценены нормированные коэффициенты корреляции. Исходя из полученных результатов статистического анализа, сделаны выводы о применимости данных реанализа для восстановления метеорологических условий на Эльбрусе.

Результаты сравнения данных наблюдений и реанализа приведены на рис. 1.1.3. Коэффициент корреляции между двумя ря-

дами температуры на станции Западное плато в 2007 г. составил 0,86, на станции Гарабаши в 2013 г. — 0,83, на Восточной вершине в 2013 г. — 0,81. Даже на качественном уровне хорошо видно, что во всех рассматриваемых точках основные элементы синоптической изменчивости данные реанализа описывают достоверно как в 2007 г., так и в сравнениях для 2013 г. Как показано в (Гандин,

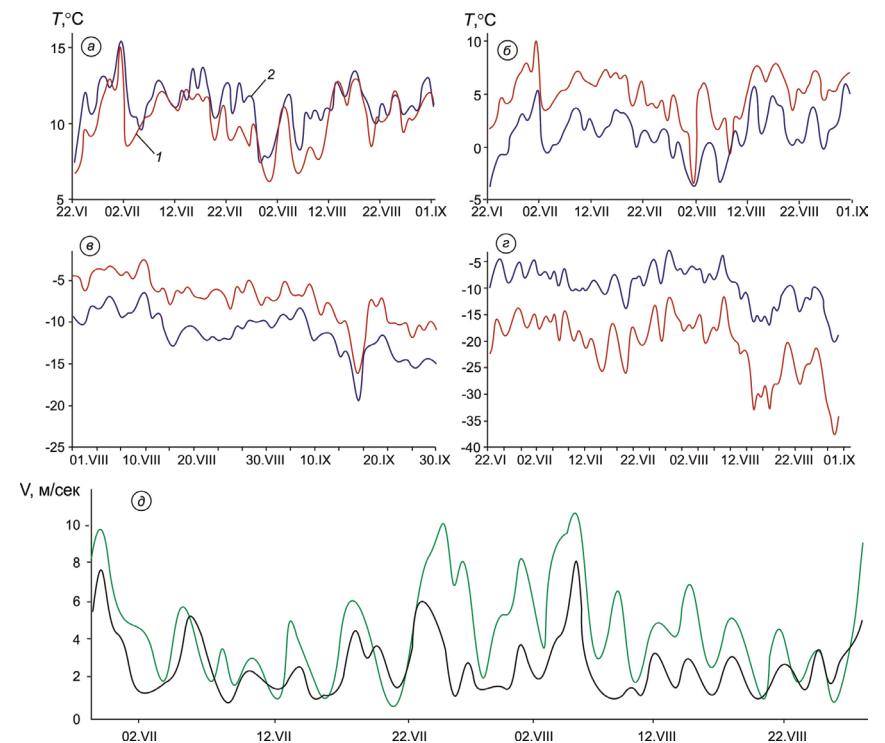


Рис. 1.1.3. Сравнение среднесуточных метеорологических данных, измененных в различных точках на склонах Эльбруса, с данными реанализа для температуры (а – г, красная линия – станции, синяя – реанализ) и скорости ветра (д, зеленая линия – станции, черная – реанализ) на соответствующих изобарических поверхностях (Торопов и др., 2016): а) МС Терскол в 2013 г.; б, д – МС Гарабаши в 2013 г.; в – на Западном плато в 2007 г.; г – на Восточной вершине в 2013 г.

Каган, 1976; Груза, Рейтенбах, 1982), значимым коэффициентом корреляции между двумя рядами среднесуточной температуры с объемом выборки 1000 значений считается величина более 0,8. Таким образом, реанализ достоверно описывает межсуточную изменчивость температуры воздуха на склонах Эльбруса. Аналогичные результаты получены для метеостанции Терскол.

Средняя величина отклонения реанализа от натуральных данных в точках станции оказывается значительной: на станциях Терскол и Восточная вершина температура завышается на $1 \pm 1,5$ и $7 \pm 3,5$ °C, а на станциях Гарабаши и Западное плато занижается на $2,5 \pm 2,5$ и $4 \pm 2,5$ °C соответственно. Отклонения связаны, во-первых, с разностью реальной высоты точки станции с высотой изобарической поверхности в данных реанализа, во-вторых, с микроклиматической спецификой каждой точки: интенсивное радиационное выхолаживание скального выступа для датчика на Восточной вершине, неадиабатические источники тепла на станции Гарабаши (теплообмен с породами лавового потока, а также адвекция теплого воздуха из Баксанского ущелья). Эти эффекты не могут быть учтены в данных реанализа на уровнях свободной атмосферы. Очень важно, что величина отклонения реанализа от результатов измерений подчиняется нормальному распределению ($\chi^2 = 1,9$, критерий Пирсона 0,75). Это означает, что возможно введение систематической поправки, позволяющей привести данные реанализа, к каждой из описываемых точек. На уровне отдельно взятых суток ошибки могут быть значительными, превышая по модулю 1 °C. Однако на масштабе среднемесячных значений их величина существенно уменьшается. В целом временная изменчивость температуры в свободной атмосфере хорошо согласуется с натурными данными, измеренными на Эльбрусе. Это означает, что среднесуточные значения температуры зависят от синоптических процессов и корректно воспроизводятся данными реанализа. Такой же вывод можно сделать и для характеристик влажности, которые, в силу закона Клаузиуса — Клапейрона, являются функцией температуры.

Неплохо воспроизводится с помощью данных реанализа NCEP/NCAR и среднесуточная скорость ветра (рис 1.1.3, д). Сравнение с данными наблюдений показало, что коэффициент норми-

рованной корреляции измеренного ряда и полученного по данным реанализа составляет 0,72, т.е. ниже, чем для температуры, но существенно выше уровня значимости (0,65). На уровне суточного осреднения использовать данные реанализов для оценки ветровой обстановки в районе Эльбруса, а также с целью описания климатической изменчивости ветра вполне корректно.

Достоверность данных реанализа определяется объемом натуральных данных, которые усваиваются моделью NCEP. В (Chen et al., 2008) показано, что развитие спутниковой метеорологии привело к неоднородности данных реанализа до середины 1970-х гг. Согласно этому предположению, достоверной окажется выборка 1975–2013 гг. В целях описания климатического режима горного района с помощью реанализа можно использовать только данные о температуре воздуха, характеристиках влажности, скорости ветра и месячных сумм осадков, а также компонент радиационного баланса начиная с середины 1970-х гг. Такие величины, как интенсивность осадков, турбулентные потоки тепла и влаги, высота и запас влаги в снежном покрове, порывы ветра, температурно-влажностные характеристики почвы, использовать некорректно.

Общий анализ условий атмосферной циркуляции

Средний многолетний режим атмосферной циркуляции

Эльбрус расположен в южной части умеренного климатического пояса вблизи среднего положения средиземноморской ветви полярного фронта. Поэтому в течение всего года для Западного и Центрального Кавказа типична неустойчивая погода с интенсивными осадками и сильным ветром. В регионе преобладает западный перенос воздушных масс, однако зона максимальных ветров в средней тропосфере, связанная с высотной планетарной фронтальной зоной, обычно располагается южнее Кавказских гор. В период с мая по сентябрь район Эльбруса оказывается на северной периферии средне-тропосферного струйного течения, т.е. непосредственно в зоне средиземноморской ветви полярного фронта, разделяющей тропическую и умеренную воздушные массы (рис. 1.1.4, з).

Преобладают ветра западного и юго-западного направлений, средняя скорость составляет 10 м/с. Бароклинная неустойчивость в зоне полярного фронта становится причиной формирования средиземноморских и черноморских циклонов, хотя их повторяемость и интенсивность ниже, чем в зимние месяцы. Циклонический характер погоды обычно преобладает в первой половине теплого периода (с мая по июль). В теплое полугодие существенно увеличивается роль азорского антициклона (в силу его сезонной интенсификации и смещения на Средиземноморье), которая выражается в сравнительно высокой по сравнению с зимой повторяемостью антициклонов субтропического происхождения. Особенно ярко этот процесс проявляется в последние десятилетия во второй половине теплого полугодия (август – сентябрь). Отчасти с ним связаны уменьшение облачности, рост радиационного баланса и, как следствие, максимальные темпы таяния снега и льда в высокогорных районах Кавказа. Зимой скорость ветра на оси средне-тропосферного струйного течения увеличивается почти вдвое и смещается на 1500 км южнее (на Аравийский полуостров и Северную Африку) (рис. 1.1.4, б). Однако вследствие сезонного увеличения межширотного градиента теплосодержания атмосферы средняя скорость ветра над Эльбрусом остается порядка 10 м/с, т. е. мало меняется по сравнению с летним значением. Несмотря на смещение планетарной фронтальной зоны к югу, циклоническая деятельность над Средиземным морем обостряется как за счет увеличения турбулентного тепло- и влагообмена над морской поверхностью, так и по причине роста температурных контрастов между воздушными массами, формирующимися над Африкой, и морским умеренным или арктическим воздухом. Поэтому, как и в летние месяцы, зимой над Кавказом повторяемость средиземноморских циклонов достаточно высока.

Одновременно с этим важную роль играет западный отрог Сибирского антициклона, который, объединяясь с зоной повышенного давления над Западной Европой, формирует так называемую «ось Воейкова» — гребень повышенного давления, формирующийся зимой и протягивающийся примерно по 50° с. ш. через Северный Казахстан, Южный Урал и Черноземье на запад, вплоть до южных провинций Франции и хорошо прослеживающийся на климатических картах

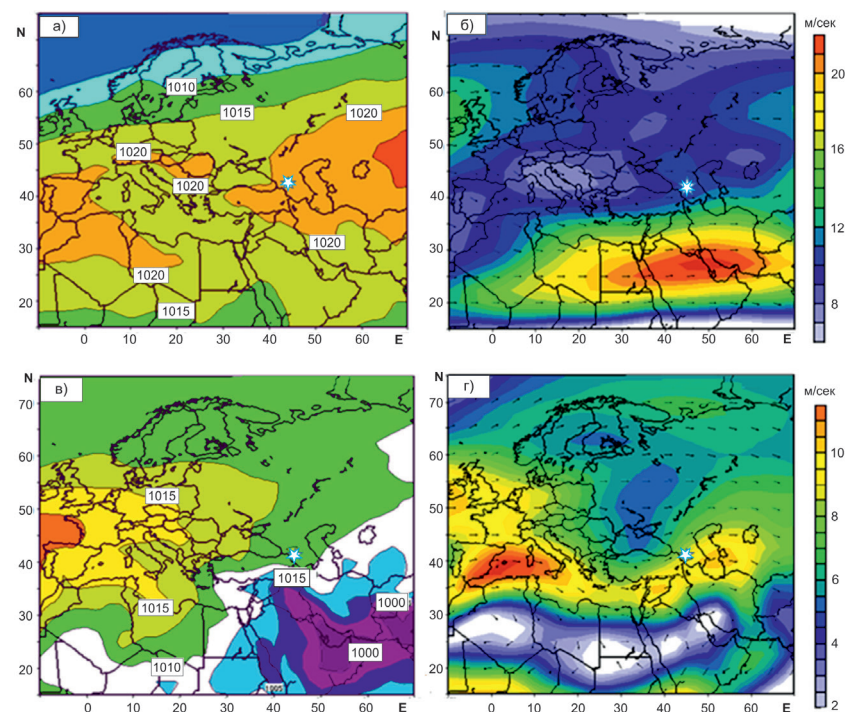


Рис. 1.1.4. Средняя климатическая характеристика атмосферной циркуляции над Европой по данным реанализа NCEP/NCAR за период 1961–1990 гг.: давление на уровне моря зимой (а) и летом (в); скорость и направление ветра на изобарической поверхности 500 гПа зимой (б) и летом (г); белой звездочкой показан район Эльбруса

давления (рис. 1.1.4, а). Высокая повторяемость антициклонов сибирского и арктического происхождения над центральными и южными районами Европейской России становится причиной вторжений холодного умеренного континентального воздуха на Кавказ. С одной стороны, этот процесс может обострять полярно-фронтальной циклогенез над регионом, с другой — быть причиной сухой и холодной погоды (в зависимости от конкретной синоптической ситуации). Помимо средиземноморских циклонов на регион нередко оказывают влияние

фронтальные системы атлантических циклонов, блокирующие антициклоны, формирующиеся над Восточной Европой, и ультраполярные вторжения, связанные с образованием над Европейской территорией России малоподвижных центральных циклонов, циркуляция которых охватывает всю толщу тропосферы.

Типичные синоптические процессы, определяющие метеорологические условия

Все многообразие синоптических процессов в умеренной климатической зоне можно условно разделить на зональные (барические образования перемещаются в струе западного переноса), меридиональные (западный перенос блокируется долгоживущими антициклонами, циркуляция которых прослеживается до верхней тропосферы, или так называемыми высотными центральными циклонами), и зонально-меридиональными, которые являются переходной формой циркуляции. Существует множество синоптических типизаций, достаточно широко используемых в нашей стране, среди которых прежде всего следует отметить классификации режимов циркуляции А. Ф. Вангенгейма (Вангенгейм, 1935), А. А. Гирса (Гирс, 1971), Б. Л. Дзержевского (Дзержевский, 1968; Кононова, Черенкова, 2018), В. В. Клименко (Торопов, 2001). Все они построены на статистическом анализе карт приземного анализа и базовых характеристиках средней тропосферы (прежде всего, геопотенциала и скорости ветра). Существенным недостатком синоптических типизаций является значительная доля субъективизма в процессе выявления того или иного типа циркуляции, а также невозможность автоматизации методики даже с применением современных методов объектно-ориентированного программирования. Поэтому в настоящее время более популярными оказываются простые циркуляционные индексы (NAO, PDO, SCAND, EA/WR), которые отражают основные черты крупномасштабной динамики атмосферы и при этом сравнительно легко вычисляются на основе данных глобального анализа или реанализа. Не вдаваясь в детали типизации синоптических процессов, кратко проанализируем те из них, которые наиболее типичны для района Эльбруса (рис. 1.1.5).

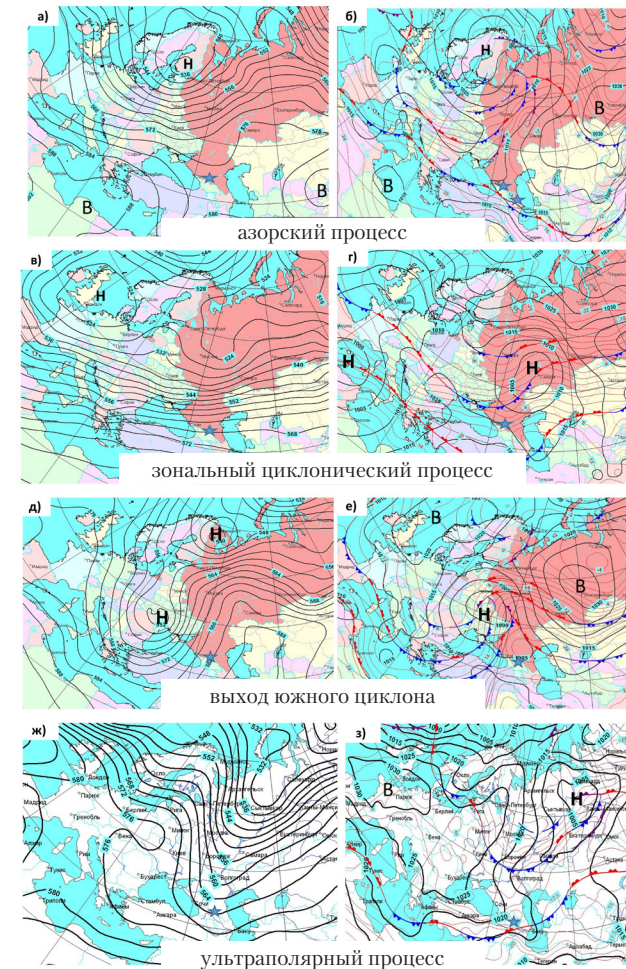


Рис. 1.1.5. Типичные синоптические процессы, определяющие метеорологический режим Эльбруса в течение года на картах АТ 500 гПа (а, в, д, ж: черными линиями показаны изогипсы изобарической поверхности 500 гПа) и приземного анализа (б, г, е, з: черными линиями показаны изобары на уровне моря, тонкими красными — изотермы на уровне 850 гПа; полужирными красными и синими линиями — теплые и холодные атмосферные фронты; синей звездочкой показан район Эльбруса)

«Азорский процесс» — относится к зональным процессам антициклонального типа, при котором антициклоны субтропического происхождения распространяются со стороны Южной Европы и Средиземноморья на юг Европейской территории России таким образом, что их центры (или оси гребней) проходит в широтном диапазоне 40–45° с.ш. При таком процессе планетарная фронтальная зона, соответствующая контрасту между тропической и умеренной воздушными массами, обычно смещена в северные районы (55–60° с.ш.), там же отмечаются и максимальные контрасты геопотенциала на картах АТ 700 и АТ 500. Процесс характеризуется положительной аномалией температуры над Кавказом как в летний, так и в зимний сезон, величина которой составляет 2–4 °С (в отдельных случаях превышает 5 °С). Осадки если и выпадают, то локально, и связаны с внутримассовой конвективной неустойчивостью, усиленной эффектами горно-долинной циркуляции.

Полярно-фронтальной циклогенез зонального типа летом чаще всего развивается на фоне аномально северного положения азорского антициклона (на 50–55° с.ш.) и часто сопутствует отрицательной фазе Северо-Атлантического колебания (NAO). Такое положение антициклона способствует формированию северо-восточных ветров в нижней тропосфере и, следовательно, конвергенции массы и фронтогенезу над Средиземноморьем. Обострение Средиземноморской ветви полярного фронта часто происходит от Пиренейского полуострова до Каспийского моря. В зоне фронта формируются волны и молодые циклоны, процесс сопровождается обильными осадками, нередко опасными явлениями погоды. Температурный режим обычно близок к норме или немного повышен (на 1–2 °С). Данный тип циркуляции характерен как для летнего, так и для зимнего сезонов.

Полярно-фронтальной циклогенез меридионального типа, или «выход южного циклона», наблюдается на фоне блокирующего антициклона над Казахстаном и Уралом и высотного циклона над Европой. В такой ситуации южные циклоны, которые формируются над акваторией Средиземного моря, двигаются в северо-восточном направлении через Украину в Центральный район

России или на Среднюю Волгу. Погодные условия на Эльбрусе в рамках этого процесса сильно зависят от траектории конкретного вихря. Почти всегда этот процесс отмечается осадками, эпизодически аномальными. Как правило, процесс сопровождается положительной аномалией температуры, величина которой составляет чаще всего 2–4 °С. Процесс характерен как для летнего, так и для зимнего сезонов.

«*Нырющий циклон*» — процесс, характерный для холодного полугодия, однако эпизодически отмечающийся и летом. Это одно из проявлений зонально-меридиональной циркуляции, которое заключается в отклонении атлантических циклонов с их типичной траектории в восточно-северо-восточном направлении к югу. Обычно это происходит в условиях формирования блокирующего антициклона над Западной Европой, по восточной периферии которого циклонические вихри из Скандинавии смещаются в юго-восточном направлении. При такой ситуации Кавказ чаще всего оказывается в зоне холодных фронтов этих циклонов, поэтому процесс сопровождается ливневыми осадками. В случае стационарирования «ныряющего циклона» над Нижней Волгой и Южным Уралом над Кавказом может формироваться «орографическая окклюзия», вызывающая сильные и продолжительные осадки. Температурный режим при этом оказывается близким к норме или немного ниже (на 1–2 °С).

«*Центральный циклон*» — одна из типичных форм меридиональной циркуляции, суть которой — формирование малоподвижного циклонического вихря над Европейской территорией России, циркуляция которого прослеживается во всей толще тропосферы. Чаще всего центральный циклон является результатом атлантической циклонической серии. Характер погоды в рамках процесса определяется положением высотного центра вихря. Если он оказывается к северо-западу от Эльбруса (над Белоруссией или Прибалтикой), то процесс сопровождается относительно спокойной погодой — временами идут осадки средней интенсивности, температура оказывается близкой к норме или чуть ниже. В случае положения высотного центра над Поволжьем Кавказ оказывается в северо-западных потоках. В такой ситуации, как правило, формируется

орографическая окклюзия и существенная отрицательная аномалия температуры (2–4 °С).

Блокирующий антициклон — процесс, более характерный для теплого полугодия, но иногда отмечается и зимой. Представляет собой формирование малоподвижного высотного антициклона в умеренном континентальном или тропическом воздухе над центральными и южными районами Европейской территории России. Процесс характеризуется малооблачной погодой, отсутствием осадков (или осадками местного конвективного значения), интенсификацией горно-долинной циркуляции (прежде всего, летом) и существенной аномалией температуры в летние месяцы, величина которой составляет 3–5 °С, а в отдельных случаях может достигать 6–8 °С и рекордных значений.

Ультраполярные вторжения — группа синоптических процессов, объединяющих вторжение холодных антициклонов на Европейскую территорию России со стороны Скандинавского полуострова, Карского моря или Сибири (отрога Сибирского антициклона). Последний вариант процесса отмечается только в холодное полугодие, в то время как первые два в редких случаях могут отмечаться и летом. Центры антициклонов при ультраполярном вторжении почти всегда оказываются севернее Кавказа, поэтому над регионом отмечаются северо-восточные потоки. Процесс всегда вызывает отрицательную аномалию температуры, величина которой составляет 2–4 °С, а зимой может достигать 6–8 °С и рекордных значений. При этом нередко процесс сопровождается интенсификацией фронтогенеза к югу от Большого Кавказа, за счет конвергенции холодного арктического и морского умеренного (или тропического) воздуха. В такой ситуации в районе Эльбруса помимо отрицательной аномалии температуры отмечаются интенсивные, а в отдельных случаях экстремальные осадки. Именно ультраполярные процессы стали причиной лавинных катастроф на Кавказе зимой 1986/87 гг. В том случае, если гребень Сибирского антициклона занимает Кавказ и распространяется на Турцию и восточное Средиземноморье, ультраполярный процесс сопровождается сухой и холодная погода.

Основные климатические характеристики в районе Эльбруса

Сезонный ход температуры и осадков

Общее климатическое описание Центрального Кавказа и района Эльбруса можно найти в работах (Волошина, 1968; 2001), где приводятся средние значения основных метеорологических и актинометрических величин. По причине отсутствия долгопериодных измерений на склонах Эльбрусского массива основные статистические характеристики метеорологических величин можно оценивать только на основе данных окрестных метеорологических станций (Шаджатмаз, Клухорский перевал, Терскол).

На рис. 1.1.6 отражены основные черты сезонной изменчивости температуры и осадков на высотах порядка 2000 м над уровнем моря в районе Эльбрусского массива. Климатограммы построены по результатам осреднения рядов температуры и осадков за период 1960–2015 гг. Хорошо видно, что на масштабах месячного осреднения наблюдается относительно небольшая пространственная изменчивость температуры: к северу от Эльбруса (Шаджатмаз), западу (Клухорский перевал) и у подножия юго-восточного склона (Терскол) средняя многолетняя температура января составляет –5... –7 °С, июля +12...+14 °С. Устойчивый переход через ноль в сторону положительных значений на этих высотах всюду отмечается в первой декаде апреля, в сторону отрицательных — в первой декаде ноября. Амплитуда годового хода составляет порядка 20 °С. Статистически значимое сравнение данных метеорологических станций с реанализом NCEP/NCAR показало, что для оценки температурного режима высокогорных районов Эльбруса (выше 4000 м) корректно использовать модельные данные. Исходя из этого можно восстановить средний годовой ход температуры воздуха в зоне аккумуляции Эльбрусских ледников на основе данных реанализа (рис. 1.1.6, *г* — *е*). Например, на Западном плато средняя температура января составляет –21 °С, июля –6 °С, экстремальные среднесуточные значения зимой составляют –38 °С и –4 °С соответственно, а летом –22 °С и +8 °С. Амплитуда годового хода

оказывается еще меньше и близка к наблюдаемой в свободной атмосфере на уровне 500-миллибаровой поверхности. Средняя годовая температура близка к -15°C .

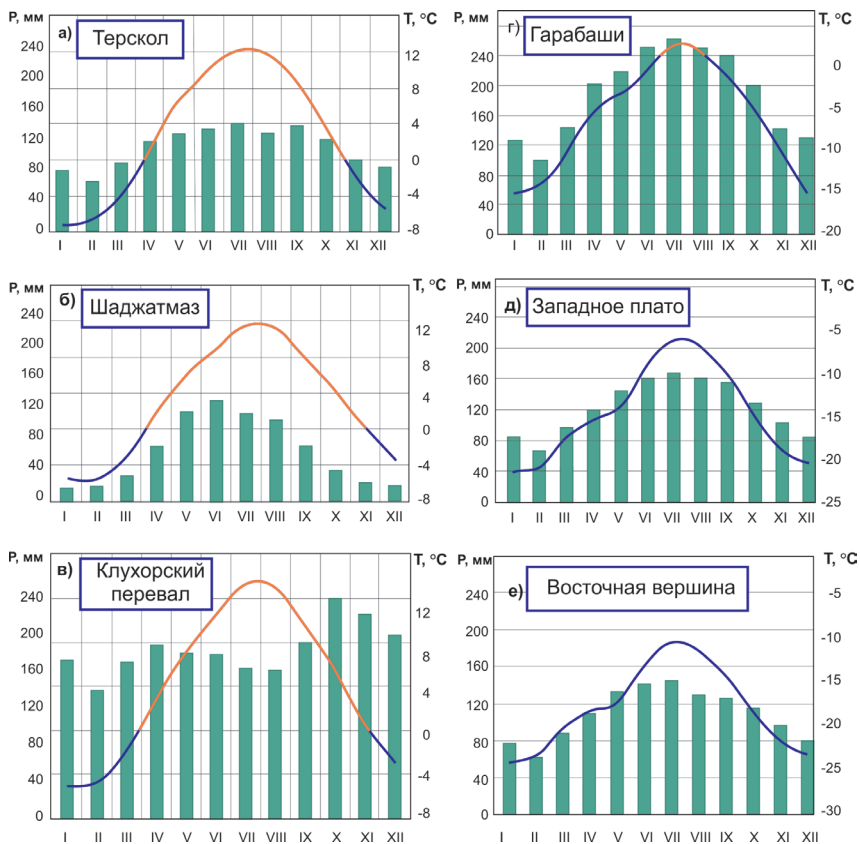


Рис. 1.1.6. Средний многолетний сезонный ход температуры и осадков: а – в – на станциях Росгидромета, находящихся на расстоянии 15–55 км от Эльбурского массива в диапазоне высот 1800–2200 м над уровнем моря; г – е – в различных высотных зонах Эльбруса (по данным реанализа NCEP/NCAR, проверенного по результатам экспедиционных измерений). Данные по осадкам являются оценочными и получены на основе подхода, изложенного в (Barry, 2008)

В сезонном ходе осадков пространственные различия очень велики. Умеренно-континентальный тип сезонного хода ярко выражен на метеостанции Шаджатмаз (300 мм за летний сезон и 50 мм за зимний), и в меньшей степени в Терсколе (350 мм за летний сезон и 210 мм за зимний). При этом всего в 50 км к западу от Терскола в районах Клухорского перевала и Теберды отмечается характерный для западного Кавказа сезонный ход осадков, для которого присуще обильное увлажнение в течение всего года, но при этом максимальная сумма приходится на октябрь – декабрь. Таким образом, массив Эльбруса оказывается на границе двух климатических провинций Кавказа, которые проявляются в условиях увлажнения. Это означает, что на западных и юго-западных склонах, в том числе на Западном плато, осадков в летние месяцы в среднем выпадает в два раза больше, чем на северных и восточных.

Важно также учитывать, что распределение осадков с высотой, строго говоря, точно неизвестно. Опираясь на упрощенное уравнение скорости конденсации, включающее простейший учет орографической составляющей скорости ветра и зависимость упругости водяного пара от температуры, можно оценить плювиометрический градиент для Центрального Кавказа (Barry, 2008). Исходя из этих соображений, максимум осадков отмечается в диапазоне высот 3000–4000 м и достигает на западных и южных склонах Эльбруса 2400–2600 мм/год, на северных и восточных – 1200–1300 мм. Выше 4000 м убывание водности облаков и влагосодержания атмосферы становится столь значительным, что уже не может компенсироваться орографическим эффектом, и осадки убывают. По оценочным данным, на высоте 5000–5500 м со стороны Западного плато их годовая сумма составляет около 1500 мм.

Эмпирические функции распределения температуры и осадков

Рассмотрим кратко эмпирические функции распределения, построенные на основе данных реанализа, предварительно оцененных путем сравнения с данными измерений. Размер выборки составил

6050 значений, поэтому аппроксимация эмпирической функции распределения правомерна (Груза, Рейтенбах, 1982; Исаев, 1988). Среднесуточная температура для сезона аблиции хорошо описывается нормальным гауссовым распределением с параметром $\chi^2 = 2,5$ и критерием Пирсона 0,87.

На рис. 1.1.7 показаны эмпирические функции распределения температуры на ряде метеорологических станций для лета и зимы. Летом они близки к гауссовому типу распределения, т.е. среднее значение температуры совпадает с медианой, а среднее квадратическое отклонение характеризует естественную изменчивость ряда. Это связано с преобладанием летом радиационного фактора в формировании термического режима, за счет чего значения температуры оказываются равновероятно распределенными относительно среднего. Существенное отличие от гауссова распределения отмечается для зимних месяцев практически для всех метеорологических станций региона. Так проявляются черты умеренно-континентального климата, для которого характерны ультраполярные вторжения. За счет этого практически на всех метеорологических станциях функции распределения оказываются асимметричными — минимальные значения среднесуточной температуры отличаются от средних на 20°C , в то время как максимальные — на 15°C . Если предположить, что на уровне высокогорных районов Эльбруса функции распределения выглядят в целом так же, как и на высотах 2000 м, то можно оценить абсолютные минимумы и максимумы среднесуточных значений температуры. Для Западного плато зимой они составят -42°C и -4°C соответственно, а летом -22°C и $+10^\circ\text{C}$.

Эмпирические функции распределения осадков подчиняются закону «хи-квадрат». Максимально возможные суточные суммы летом варьируют от 70–80 мм в сутки на метеостанциях Терскол и Шаджатмаз до 150 мм на станции Клухорский перевал (рис. 1.1.8). Это означает, что в высотной зоне 3000–4000 м над уровнем моря рекордная суточная сумма может достигать 200 мм. В зимние месяцы эти значения вдвое меньше (за исключением станции Клухорский перевал).

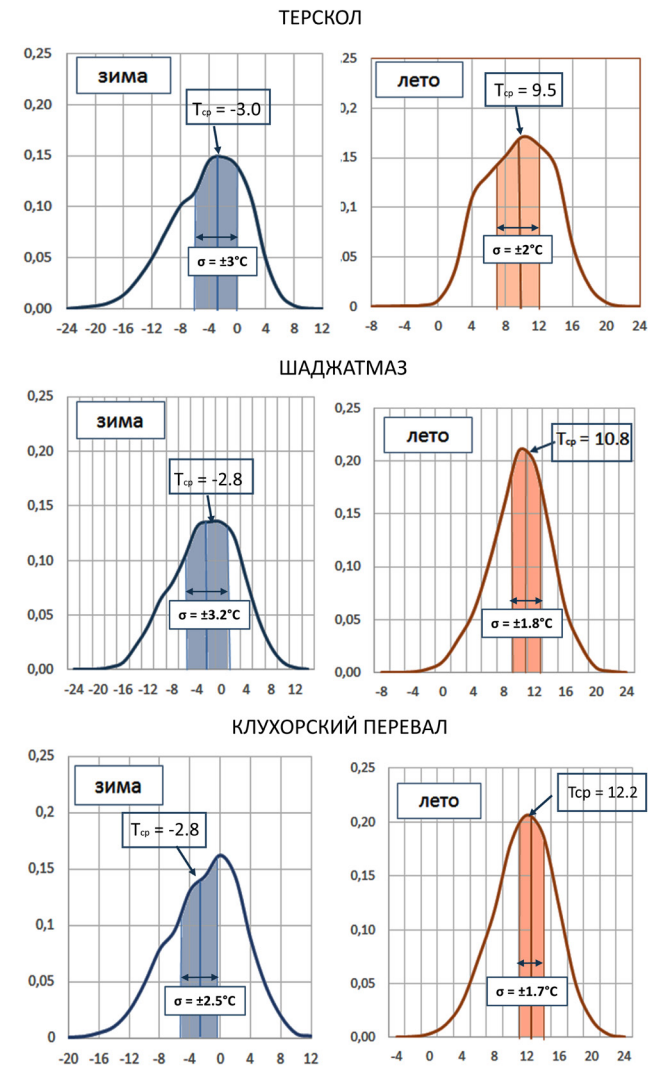


Рис. 1.1.7. Эмпирические функции распределения температуры на ближайших к Эльбрусу метеорологических станциях и их основные характеристики (T_{cp} – средняя сезонная температура, σ – среднеквадратическое отклонение температуры)

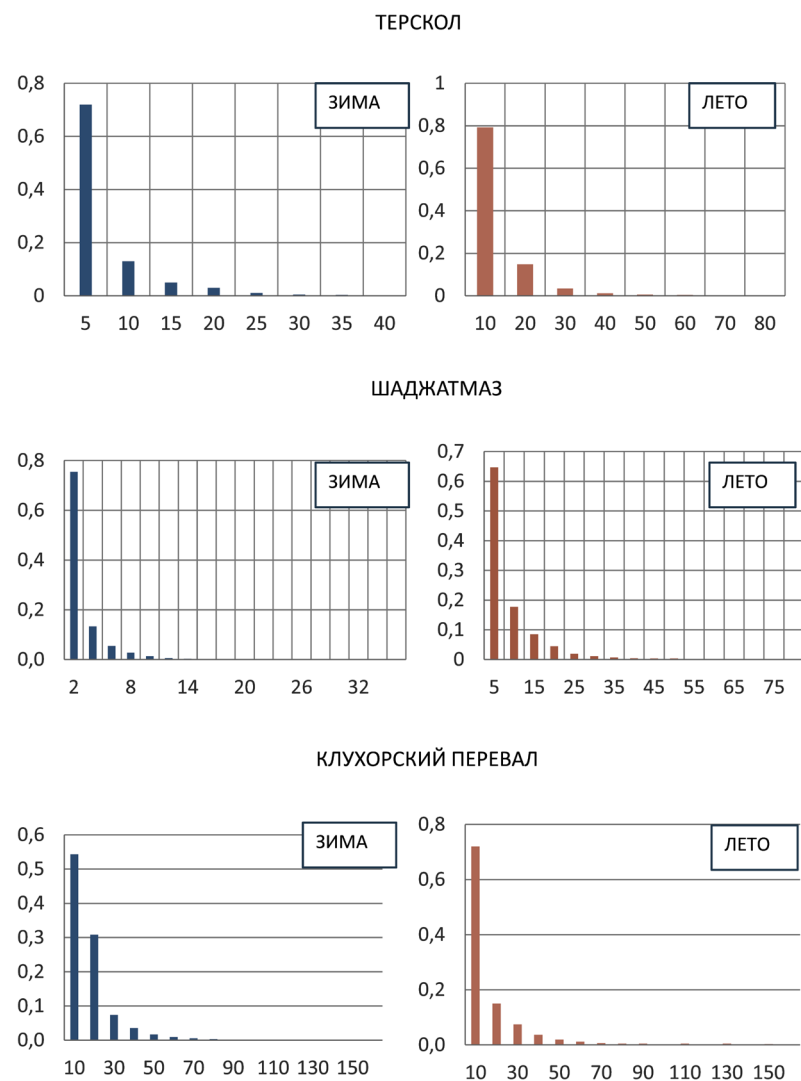


Рис. 1.1.8. Эмпирические функции распределения осадков на ближайших к Эльбрусу метеорологических станциях и их основные характеристики для зимнего и летнего сезонов

Средний многолетний ветровой режим

Ветровой режим Эльбруса выше 4000 м определяется пространственно-временной динамикой струйного течения, связанного с положением высотной планетарной фронтальной зоны и циклонической деятельностью. Близость струйного течения к району Кавказа, которое идентифицируется по данным наблюдений, определяет высокие значения средней многолетней скорости ветра, которая для Восточной и Западной вершин составляет 9 м/с, для Западного плато 8 м/с, для ледника Гарабаши на уровне 3500–4000 м 6 м/с. В высотном диапазоне 2000–4000 м скорость ветра существенно снижается: на метеостанции Терскол средняя многолетняя скорость ветра составляет 2,2 м/с, т. е. в среднем в 3–4 раза меньше, чем в высокогорных областях Эльбрусского массива. В среднегорных районах Эльбруса помимо процессов синоптического масштаба существенную роль играют мезомасштабные циркуляции: фены (которые несколько раз в год приобретают характер подветренных бурь с порывами ветра 20–25 м/с), кататические ветры (прежде всего, ледниковые ветры в теплое полугодие, обусловленные разницей физических характеристик погранслоев над поверхностью ледников и долинами, свободными от снега и льда), горно-долинная циркуляция. В целом пространственно-временная изменчивость скорости ветра на Кавказе очень схожа с таковой в других крупных горных системах умеренного и субтропического пояса (Альп, Алтай, Скалистых гор, Южных Анд и т. д. (Barry, 2008)).

На рис. 1.1.9, а представлена временная изменчивость отклонений среднесуточных значений модуля скорости ветра относительно периода 1961–1990 гг., осредненных за год. Хорошо видно, что статистически значимого тренда скорости ветра не выявляется. Прослеживается период некоторого уменьшения средней скорости ветра в период 1948–1966 гг. С 1967 по 1983 г. отмечалась большая, по сравнению со средней, межгодовая изменчивость: anomalно ветреные годы (1977) чередовались с anomalно спокойными (1982). Последние 30 лет характеризуются совершенным отсутствием тренда anomalии средней скорости ветра и относительно малой межгодовой изменчивостью. Вместе с тем следует отметить хоть

и небольшую, но статистически значимую положительную аномалию средней скорости ветра, которая составляет 0,5 м/с. То есть последние 30 лет характеризуются на южных склонах Эльбруса

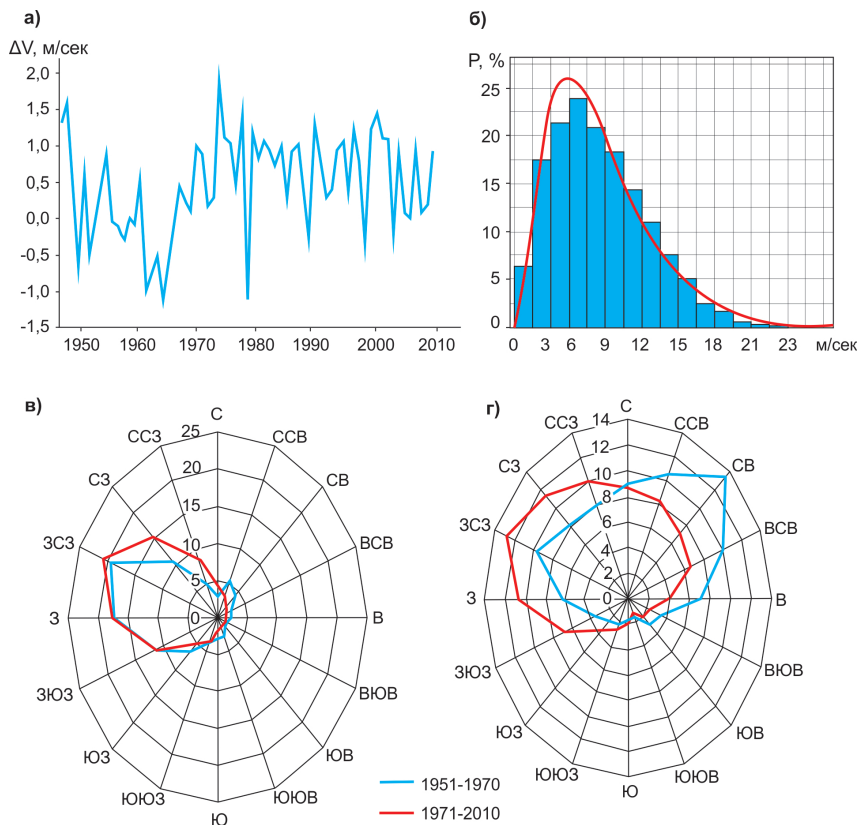


Рис. 1.1.9. Пример межгодовой изменчивости аномалий скорости ветра для станции Гарабаши за период 1948–2013 гг., восстановленной по данным реанализа: а) динамика аномалии скорости ветра по сравнению с периодом 1961–1990 гг.; б) эмпирическая функция распределения скорости ветра; в, г — розы ветров на уровне 500 гПа (в) и 700 гПа (г), осредненные за период 1951–1970 (синяя линия) и 1971–2010 гг. (красная линия) по данным реанализа NCEP/NCAR в точке с координатами станции Гарабаши (южный склон Эльбруса)

несколько большими скоростями ветра, чем период 1961–1991 гг. Вариации скорости ветра важны в аспекте формирования поля аккумуляции снега на ледниках, кроме того, они оказывают решающее влияние на величины турбулентных потоков тепла и влаги над ледово-снежной поверхностью.

Рассмотрим функцию распределения скорости ветра, полученную на основе данных реанализа NCEP/NCAR, предварительно протестированных при сравнении с данными наблюдений. Для скорости ветра наиболее корректным является статистическое распределение Вейбула (рис. 1.1.9, б). Согласно нему оказывается, что ежегодно в районе станции Гарабаши отмечаются средние суточные скорости ветра около 23 м/с, раз в 10 лет отмечаются одни сутки со скоростями 28 м/с. Один раз за весь рассматриваемый 65-летний период даже средняя суточная скорость достигала ураганной силы 34 м/с. На Западном плато средняя суточная скорость ветра ежегодно достигает 28 м/с, раз в 10 лет 34 м/с, а один раз за весь рассматриваемый период (с 1948 г.), согласно оценкам на основе данных реанализа, средняя суточная скорость ветра составила 39 м/с.

Длина выборки данных наблюдений, выполненных в 2007–2018 гг., позволяет найти регрессионную связь между средними суточными и максимальными значениями скорости ветра на Эльбрусе. Эта связь линейна: максимальную скорость ветра можно оценить как $U_{\max} = 2,2U_{\text{сут}} + 3,4$, где $U_{\text{сут}}$ — средняя суточная скорость ветра. Объем выборки составил около 10 000 значений, поэтому регрессионную связь можно считать значимой — коэффициент детерминации $R^2 = 0,70$. Применяя полученную формулу к аргументу функции распределения, соответствующему обеспеченности 0,01, т.е. к величине 23 м/с для точки Гарабаши и 28 м/с для Западного плато, получим, что максимальный за год порыв ветра в районе станции Гарабаши должен составить 57 м/с, а для Западного плато 65 м/с. Восстановленные экстремальные характеристики, конечно, условны. Требуется хотя бы несколько лет систематических измерений скорости ветра с помощью автоматических метеостанций для уточнения функции распределения метеорологических величин и полученных уравнений регрессии. Однако при

достаточно больших коэффициентах достоверности полученных регрессий по наблюдениям за два сезона абляции к полученным результатам вполне можно относиться как к оценочным.

Средняя многолетняя характеристика направлений скорости ветра на основе данных реанализа над Эльбрусом представлена на рис. 1.1.9, *в, г*. В средней тропосфере на высотах 5–6 км (поверхность 500 гПа) существенных изменений направления не произошло. Отмечается лишь статистически значимое увеличение повторяемости ветров северо-западного и северо-северо-западного направлений (в среднем на 5%), а также уменьшение повторяемости северо-восточных ветров (на 3%). Более существенные изменения произошли на высотах 2,5–3,5 км (700 гПа). Присутствует явный, статистически значимый рост ветров западных румбов (в среднем на 10%) и северо-западного направления (на 4–5%). Одновременно с этим существенно уменьшается количество дней с северо-восточными и восточными ветрами (на 6–8%). Таким образом, в нижних слоях средней тропосферы налицо явное увеличение повторяемости зональных типов циркуляции в летний период.

В средней тропосфере на уровне 500 гПа при выборе таких же масштабов осреднения (1951–1970, 1971–2010) не отмечается существенных изменений в повторяемости направления ветра, за исключением значимого роста ветров северо-западного и северо-северо-западного направления (на 5–7%).

Глава 2

Особенности метеорологического режима

*П. А. Торопов, А. А. Шестакова,
Д. Л. Тарасов, Ю. И. Ярынич*

Общая характеристика изменчивости метеорологических величин

Анализ изменчивости метеорологических величин в различных точках Эльбруса возможен только на основе фрагментарных измерений, которые выполнялись в ходе экспедиционных исследований в 2007–2018 гг. На рис. 1.2.1 приведены некоторые результаты этих измерений и их простейший статистический анализ.

Данные рис. 1.2.1 позволяют сопоставить температурный и ветровой режим зоны абляции ледника Гарабаши и Западного плато Эльбруса в теплое полугодие. Измерения выполнены в разные годы, поэтому их синхронное сравнение невозможно. Тем не менее, учитывая типичность синоптических процессов в 2007 и 2013 гг., можно судить о естественном диапазоне изменчивости величин. На Гарабаши «средний максимальный» разброс температуры воздуха лежит в диапазоне от –5 до +10 °С, на Западном плато от –20 до +2 °С. Максимальная средняя скорость ветра в двух точках сопоставима и составляет 20–25 м/с, хотя порывы ветра на Западном плато существенно выше. В 2018 г. максимальный измеренный порыв ветра составил 35,3 м/с, что свидетельствует об относительно высокой повторяемости таких значений. На станции Гарабаши в 2013 г. порывы ветра не превышали 28 м/с (табл. 1.2.1).

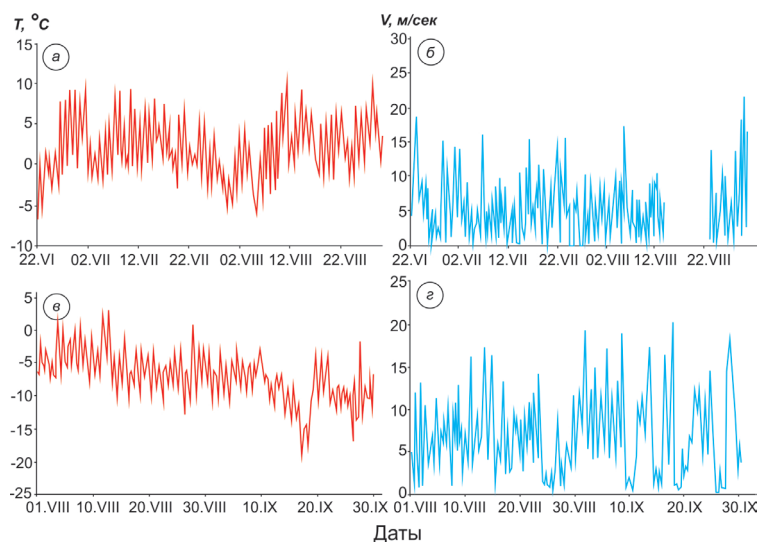


Рис. 1.2.1. Некоторые результаты метеорологических наблюдений на Эльбрусе: температура воздуха (а) и скорость ветра (б) на леднике Гарабаши 23.06.2013 – 31.08.2013; температура воздуха (в) и скорость ветра (г) на Западном плато 01.08.2007 – 30.09.2007. По: (Торопов и др., 2016)

Важной особенностью является характерный средний профиль относительной влажности. Ее максимум наблюдается в диапазоне высот 3000–4000 м (станция Гарабаши), где повторяемость кучевой и слоисто-кучевой облачности, опускающейся до поверхности склонов, максимальна. На Западном плато величина относительной влажности существенно меньше в силу того, повторяемость безоблачных условий, характеризующихся относительной влажностью порядка 20%, на высоте 5000 м. существенно выше, чем в диапазоне высот 3000–4000 м. Также для Эльбруса по всем высотным зонам характерно высокое значение среднеквадратического отклонения относительной влажности, составляющее около 20%. Это связано с резкими изменениями условий облачности, типичными для горных районов. Положение точки наблюдений в облаке приводит к измеренной относительной влажности, превышающей 90%, тогда как вне облака ее значения часто снижаются до 15–20%.

Таблица 1.2.1

Основные статистические характеристики рядов температуры, относительной влажности и максимальной скорости ветра на станциях Гарабаши и Западное плато за все периоды экспедиционных измерений в 2007–2018 гг.: средние (AVE), максимальные (MAX) и минимальные (MIN) значения; в скобках указаны среднеквадратические отклонения ($\pm\sigma$)

Период	Станция	Температура, T °C		Влажность, %		Ветер, м/с	
		AVE($\pm\sigma$)	MAX	MIN	AVE($\pm\sigma$)	MAX	MIN
01.08.2007 – 30.09.2007	Терскол	11,4 ($\pm 5,7$)	27,0	0,5	78 (± 23)	99	15
	Западное Плато	-7,3 ($\pm 3,4$)	3,1	-19,1	65 (± 25)	95	5
01.07.2013 – 31.08.2013	Терскол	11,3 ($\pm 4,0$)	25,5	0,6	78 (± 16)	100	26
	Гарабаши	1,3 ($\pm 2,8$)	11,9	-6,8	83 (± 15)	99	10
	Восточная вершина	-11,2 ($\pm 2,5$)	+2,1	-23,3	-	-	-
27.06.2013 – 01.07.2013	Терскол	13,5	23,8	5,7	69	96	0,2
	Гарабаши	2,8	9,2	-1,3	71	98	1,8
24.06.2018 – 17.07.2018	Западное плато	-6,7	4,8	-13,3	48	92	2,0
	Западное плато	-5,3 ($\pm 2,0$)	4,2	-12,9	78 (± 15)	99	6,9 ($\pm 4,4$)
							17
							21,1
							8,0
							26,4
							4
							8,5
							9,0
							35,3

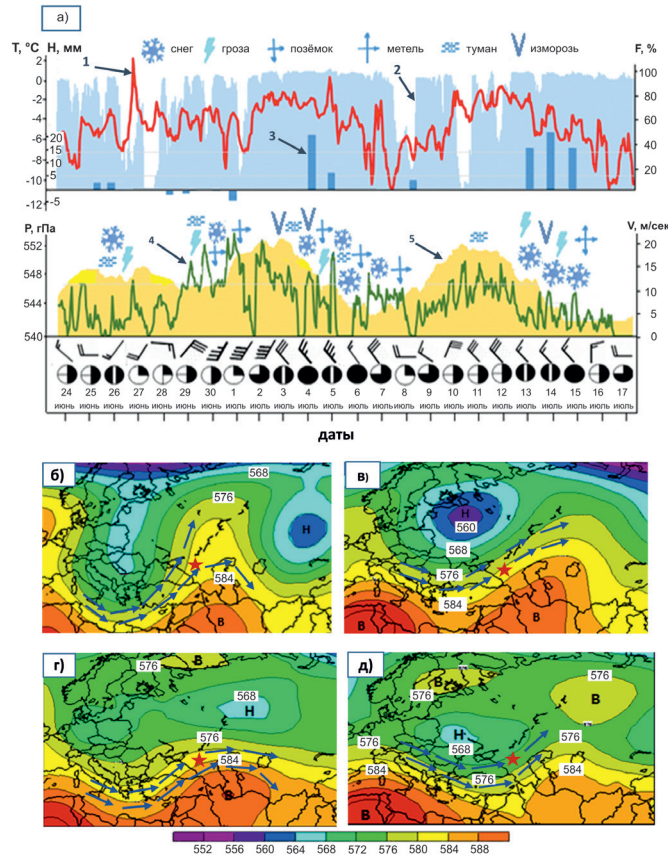


Рис. 1.2.2. Метеорологический режим на Западном плато 24.06.2018 — 17.07.2018: а) метеограмма по данным АМС Davis с трехчасовым разрешением и по результатам визуальных наблюдений (1 — температура воздуха, 2 — относительная влажность, 3 — суточный прирост снежного покрова в водном эквиваленте, 4 — средняя скорость ветра, 5 — атмосферное давление); в нижней части метеограммы показаны среднее суточное направление ветра, а также балл облачности согласно (Наставление..., 2009); б — д — карты АТ 500, осредненные по синоптическим процессам, выделенным в период экспедиции (цветное поле и изолинии — высота изобарической поверхности 500 гПа, синие стрелки — преобладающее направление ветра, красной звездочкой показан Эльбрус)

Последняя серия относительно продолжительных метеорологических наблюдений на Эльбрусе была выполнена в период 25.06.2018 — 17.07.2018. Результаты основных метеорологических измерений и сопутствующие метеорологической обстановке синоптические ситуации приведены на рис. 1.2.2 и в табл. 1.2.2. По величине стандартного отклонения можно определить диапазон естественной изменчивости основных характеристик. Наиболее вероятный диапазон изменчивости температуры воздуха на Западном плато на пике сезона аккумуляции составляет $-3... -7$ °С, относительной влажности 63–93 %, скорости ветра 3–11 м/с, атмосферного давления 540–545 гПа. При этом экстремальные значения величин в период измерений существенно превышают удвоенное значение стандартного отклонения. Суммарный прирост снежного покрова за 21 день составил 52,5 см при средней измеренной плотности верхнего слоя снега $0,17$ кг/м³, т. е. 89 мм в.э. Для оценки суммы осадков необходим расчет слоя испарившегося снега и оценка вклада метелевого переноса. Полученные значения являются результатом осреднения данных по четырем снегомерным рейкам, расположенным в 30 м друг от друга в разных условиях ветрового снегонакопления. Снежная масса могла уменьшаться не только за счет таяния, но и по причине возгонки, за счет ветрового уплотнения, а также роста плотности под действием силы тяжести.

Наиболее часто повторяющимися метеорологическими явлениями являются поземки и низовые метели, которые наблюдались в случае 20 % сроков наблюдений (табл. 1.2.3). Метелевый перенос служит одним из важнейших механизмов перераспределения снега в областях аккумуляции. Это связано с ветровым режимом высокогорной части Эльбруса. Повторяемость штормовых и ураганных ветров здесь чрезвычайно высока. Всего лишь за 3 недели измерений штормовые порывы ветра (более 20 м/с) отмечалась в 2 % случаев (при временной дискретности ряда 1 мин.), при этом трижды были зафиксированы порывы ветра ураганной силы (более 33 м/с). Вторая важная особенность — высокая повторяемость и интенсивность снегопадов. Средний суточный прирост снежного покрова на Западном плато за 22 дня наблюдений составил 2,5 см (3,7 мм в.э.), а максимальные значения достигают 14 см (21 мм в.э.).

Таблица 1.2.2

Статистические характеристики основных метеорологических величин и явлений погоды на Западном плато Эльбруса за период 25.06.2018 – 17.07.2018

Величина	СРЕДН	МАКС	МИН	СКО*	Суточная амплитуда
Температура, °С	-5,3	4,2	-12,9	2,0	1,5
Относительная влажность, %	78	100	16	15	15
Скорость ветра, м/с	6,9	35,3	0,0	4,4	1,3
Атмосферное давление, гПа	546,5	552	542	2,4	0,5
Суточный прирост снежного покрова, мм. в.э.	3,7	21,0	-4,0		
Балл облачности	Нижняя	3,0			1,5
	Общая	6	3,5		
		7	1,2		

* Стандартное отклонение метеорологических величин, рассчитанное по всему ряду с временной дискретностью 1 мин.

Таблица 1.2.3

Характеристики явлений погоды на Западном плато Эльбруса за период 25.06.2018 – 17.07.2018

Явления погоды	Средняя продолжительность	Максимальная продолжительность	Число сроков, %
Гроза	1 ч.	3 ч.	1,5
Метель*	–	–	2,5
Поземок	8 ч.	20 ч.	20,0
Туман	6 ч.	18 ч.	12,0
Осадки (снег, крупа)	6 ч.	36 ч.	23,0

* Средняя и максимальная продолжительность метели не оценивалась, поскольку явление наблюдалось один раз, продолжительность составила 6 ч.

Таким образом, аккумуляция на Западном плато абсолютно преобладает над потерей снежной массы за счет таяния, возгонки и метелевого переноса. Среди всех типов облачности отмечается явное преобладание облаков кучевых форм, при этом даже в условиях циклонического характера погоды в период экспедиции следует отметить достаточно высокую повторяемость открытого диска солнца (табл. 1.2.4).

Таблица 1.2.4

Повторяемость облачности различных типов и состояния диска солнца

Солнце, облака*	Ci	Cs	As	Ac	Sc	Cu _{hum}	Cu _{med}	Cu _{cong}	Fr Cu	Cb	Ns	☉ ²	☉ ¹	☉ ⁰	Π
Частота, %	6	8	4	17	15	12	34	30	35	10	12	27	18	22	33

* Состояние солнечного диска описывается следующей номинальной шкалой: ☉² («ясно», солнечный диск полностью открыт); ☉¹ («тонкая облачность» – солнечный диск просвечивает сквозь дымку или тонкую облачность); ☉⁰ («облачно» – солнечный диск виден, однако предметы не отбрасывают тень, т. е. прямая солнечная радиация отсутствует); Π (пасмурно, солнечного диска не видно); латинские сокращения облаков даны в соответствии с Международной классификацией ВМО.

Пространственная изменчивость метеорологических величин

Относительно высокие значения нормированных коэффициентов корреляции между различными точками наблюдений на Эльбрусе и в его окрестностях для основных метеорологических величин (температуры воздуха, относительной влажности, скорости ветра) выявляются в том случае, если длина рядов анализируемых величин составляет не меньше сезона. При меньшем объеме выборки (менее месяца) статистически значимой связи может не выявиться даже для таких относительно гладких метеорологических полей, как температура и влажность воздуха. В качестве примера можно привести измерения, которые выполнялись в рамках экспедиции географического факультета МГУ 31 января — 5 февраля 2016 г. Измерения проводились в 4 точках, максимально удаленной от Эльбруса точкой измерения был Кисловодск (90 км). На рис. 1.2.3 приведены результаты этих измерений. Суточный ход температуры воздуха и относительной влажности ярко проявился только в Кисловодске. В остальных пунктах наблюдения суточная гармоника выражена слабо из-за стохастического режима облачности и влияния орографических эффектов циркуляции (фенов, кататических ветров, горно-долинной циркуляции). Отмечается также большая изменчивость вертикального градиента температуры на северном макросклоне Эльбруса (Кисловодск — Шаджатмаз) и на юго-восточном (Азау — Мир). Если в первой половине периода измерений его величина была близка к градиенту стандартной атмосферы ($-0,6 \text{ }^\circ\text{C} / 100 \text{ м}$), то 3 февраля он резко уменьшился, в отдельных случаях наблюдалась изотермия. Адвекция теплого средиземноморского воздуха в сочетании с радиационным прогревом стала причиной формирования глубоких инверсий вплоть до высот 3000 м над уровнем моря. Это яркий пример некорректности применения осредненных склоновых градиентов для оценок температурного режима в высотных зонах в конкретные периоды времени. Такой подход возможен только на масштабах месячных и сезонных осреднений.

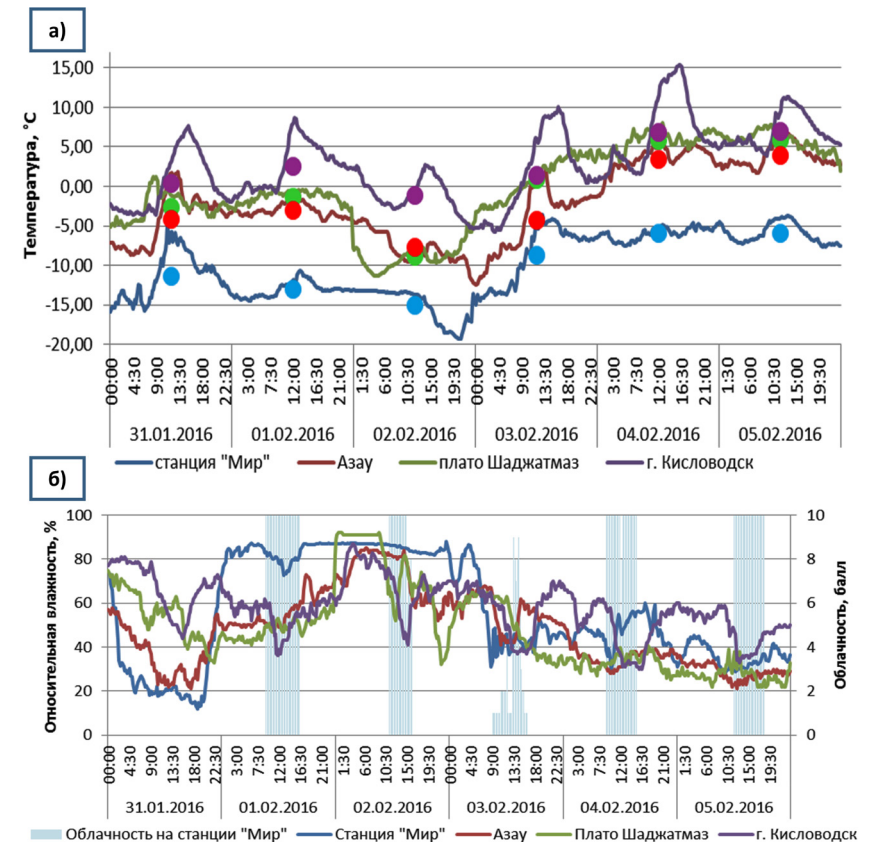


Рис. 1.2.3. Изменчивость температуры и влажности воздуха в диапазоне высот 1000–3500 м над уровнем моря в период 31.01.2016 — 05.02.2016: а) срочная температура воздуха ($^\circ\text{C}$, линии) и среднесуточная температура ($^\circ\text{C}$, точки); б) относительная влажность (линии) и облачность (столбики) на станции Мир

Статистические оценки градиента температуры на основе измерений вдоль склонов Эльбруса выполнялись еще в 1930-е гг. (*Баранов, Покровская, 1936*). Нами подобные оценки были реализованы с использованием данных, полученных в 2007–2018 гг. (табл. 1.2.5).

Осредненные температурные градиенты ($\gamma = -\Delta T / \Delta z$) вдоль южного склона Эльбруса по данным измерений в 1935 (Баранов, Покровская, 1936), 2007, 2013 гг. (Торопов и др., 2016); MAX — максимальные значения градиента температуры, соответствующие наиболее быстрому ее убыванию с высотой, MIN — минимальные значения градиента температуры

Участок	Период наблюдений	Разность высот, м	Величина градиента γ в разное время суток* и экстремальные значения, °C/100 м				
			ночь	утро	день	вечер	
Терскол — Кругозор	01.08.1935 — 31.08.1935	800	—	0,04	0,7	0,36	—
Кругозор — Приют Девяти	01.08.1935 — 31.08.1935	1250	—	0,48	0,86	0,55	—
Терскол — Гарабаши	01.07.2013 — 31.08.2013	1700	0,4	0,64	0,84	0,47	1,31
Гарабаши — Восточная вершина	01.07.2013 — 31.08.2013	1785	0,5	0,55	0,69	0,60	1,01
Терскол — Западное плато	01.08.2007 — 30.09.2007	3000	0,5	0,7	0,8	0,55	1,05

* Под «временем суток» понимаются следующие сроки: ночь — 0:00 (в 1935 г. измерения не проводились), утро — 6:00 в 2007 и 2013 гг. и 7:00 в 1935 г.; день — 12:00 в 2007 и 2013 гг. и 13:00 в 1935 г.; вечер — 21:00

Среднесуточный температурный градиент вдоль южного склона Эльбруса в период абляции составляет $0,6^{\circ}\text{C} / 100\text{ м}$ в нижней части склона (2150–3850 м) и $0,7^{\circ}\text{C} / 100\text{ м}$ в верхней (3850–5150 м). Эти величины достаточно устойчивы: величина среднеквадратического отклонения по приведенным в табл. 1.2.3 выборкам в нижней части склона составляет $\pm 0,3^{\circ}\text{C}$, а в верхней $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$. По исследуемым выборкам 2007 и 2013 гг. случаев температурной инверсии не обнаружено. Было зафиксировано три срока, которые характеризовались изотермией на участке Терскол-Гарабаши. Еще в несколько послеполуденных сроков были отмечены значения градиента, превышающие $1^{\circ}\text{C} / 100\text{ м}$. Похожие значения градиентов температуры получены в ходе Эльбрусской экспедиции 1935 г. (Баранов, Покровская, 1936). Во всех выборках, приведенных в табл. 1.2.3, прослеживается суточный ход градиента температуры вдоль южного склона. По данным наблюдений в 2013 г. по всей протяженности склона минимальное значение вертикального градиента, соответствующее случаям изотермии, или даже инверсии, отмечается в 3:00. Скорее всего, ночное уменьшение градиента связано с формированием тонких слоев температурных инверсий в нижней части склона (на участке Терскол — Кругозор). Чаще всего такие инверсии формируются за счет радиационного выхолаживания долины и образования подынверсионного облачного слоя. Максимальные значения градиента температуры приходятся на предполуденные часы (9:00–12:00), когда в условиях малооблачной погоды отмечается максимальное температурное различие между подстилающей поверхностью долины и заснеженными склонами. В 13:00–19:00 формирование конвективной облачности, а затем вечерняя фаза горно-долинной циркуляции нивелируют радиационный эффект, и величина градиента уменьшается.

Анализ временной изменчивости метеорологических рядов

В метеорологическом режиме высокогорных районов Эльбруса наблюдается существенно меньшая по сравнению с высотами 1500–3000 м суточная амплитуда основных метеорологических

величин (прежде всего, температуры). Этот эффект объясняется существенно меньшей амплитудой радиационного баланса в высокогорных заснеженных областях за счет дневного увеличения потока отраженной радиации (Глава 1, рис. 1.1.3). Кроме того, поверхность Западного плато находится в непрерывном взаимодействии с воздухом свободной атмосферы, который практически независим от суточного хода радиационного баланса. На уровне свободной атмосферы более заметным становится вклад синоптических и мезомасштабных процессов. Увеличение суточной амплитуды скорости ветра с высотой (табл. 1.2.6) определяется не столько суточным ходом коэффициента турбулентного обмена, сколько динамикой полярно-фронтального струйного течения, положением атмосферных фронтов и мезомасштабными эффектами.

Помимо общей характеристики метеорологического режима Эльбруса был выполнен спектральный анализ рядов температуры, относительной влажности и скорости ветра с целью выявления особенностей их временной изменчивости. Функция спектральной плотности является результатом Фурье-преобразования автокорреляционной функции в общих чертах демонстрирует зависимость масштаба колебаний анализируемой величины от частоты. Ее анализ позволяет приближенно оценить вклад колебаний определенных частот в дисперсию величины. В нашем случае имеет смысл рассматривать колебания, частоты которых не превышают суточный ход (в силу короткого периода наблюдений).

Спектральный анализ температурного ряда по станции Гарабаши показал, что вклад суточной гармоник в общую дисперсию составил 60%, в то время как 30% изменчивости приходится на пики, период которых соответствует синоптической изменчивости (3–7 суток). Еще 10% приходится на серию колебаний с периодом 2–12 ч., которые связаны с местными эффектами (фены, горно-долинные и ледниковые ветры). Для сравнения был выполнен спектральный анализ по метеостанции Терскол за весь теплый период 2013 г., т.е. с 01.05.2013 по 30.09.2013. Вклад суточного хода температуры в общую дисперсию составил 85%, тогда как для процессов синоптического масштаба – 10%. Об этом же свидетельствуют и осредненные характеристики самого суточного хода (табл. 1.2.6).

Таблица 1.2.6

Характеристики суточного хода метеорологических величин у подножия и на склонах Эльбруса: средние максимумы (MAX), средние минимумы (MIN), средняя амплитуда (AMPL); в скобках указаны среднеквадратические отклонения величин; длина выборки – 2 месяца (для станции Терскол и Гарабаши июль – август 2013 г.; для станции Западного плато август – сентябрь 2007 и 24.06.2018 – 17.07.2018). По: (Торопов и др., 2016)

Станция	Температура, °С			Относительная влажность, %			Порыв ветра, м/с.		
	MAX	MIN	AMPL	MAX	MIN	AMPL	MAX	MIN	AMPL
Терскол	18,3 (±5)	6,6 (±4)	11,7 (±4)	90 (±10)	50 (±20)	40 (±20)	3,2 (±2,5)	1,6 (±1,5)	1,6 (±1,0)
Гарабаши	3,7 (±4)	-0,3 (±3)	4 (±2)	90 (±10)	76 (±10)	14 (±10)	5,5 (±5)	3,5 (±3)	2 (±2)
Западное плато	-5,0 (±5)	-9,6 (±5)	4,6 (±2)	75 (±25)	55 (±25)	20 (±20)	11,5 (±5)	4,5 (±4)	7 (±4)

На рис. 1.2.4 представлена функция спектральной плотности анализируемых метеорологических величин в сравнении со спектром броуновского движения, т.е. стохастического процесса («красного шума») (Демченко, Кислов, 2010). На Западном плато Эльбруса наблюдаемая спектральная плотность температуры, скорости ветра и относительной влажности по большей части оказывается выше уровня «красного шума» по всему диапазону частот, т.е. процесс не является случайным, а значит, должен описываться определенными физическими механизмами. Так, большая часть изменчивости величин приходится на суточный ход. В случае температуры суточный ход естественно связан с соответствующей изменчивостью радиационного баланса, а в случае ветра — с суточным ходом коэффициента турбулентного обмена и интенсивности свободной конвекции.

Второй по значимости пик спектральной плотности приходится на процессы, частота которых близка к 12 ч., причем проявляется он в температуре, скорости ветра и в относительной влажности. По всей видимости, это проявление горно-долинной циркуляции: днем наблюдается анабатический подъем воздуха вверх по долинам и склонам Эльбруса; максимальных значений скорости ветра достигают в послеполуденные часы. В ночные часы действует кatabатический ветер: выхолаживающийся холодный воздух стекает по склонам Эльбруса в долины. В периоды прохождения через район Эльбруса атмосферных фронтов и циклонических волн горно-долинная циркуляция поглощается течениями синоптического масштаба. Однако во всех остальных случаях она наблюдается с той или иной интенсивностью, поэтому и проявляется на рис. 1.1.4, в. На третий «пакет частот» скорости ветра и температуры воздуха приходится не более 5% изменчивости, он находится в диапазоне частот 6–8 ч. и, видимо, связан с пространственно-временной структурой облачных систем атмосферных фронтов. Такое предположение делается на том основании, что в спектре коротковолновой солнечной радиации присутствует пик спектральной плотности примерно такого же масштаба. Интересно, что функции спектральной плотности для температуры и скорости ветра очень схожи, в то время как спектр относительной влажности существенно отличается. Так, суточный

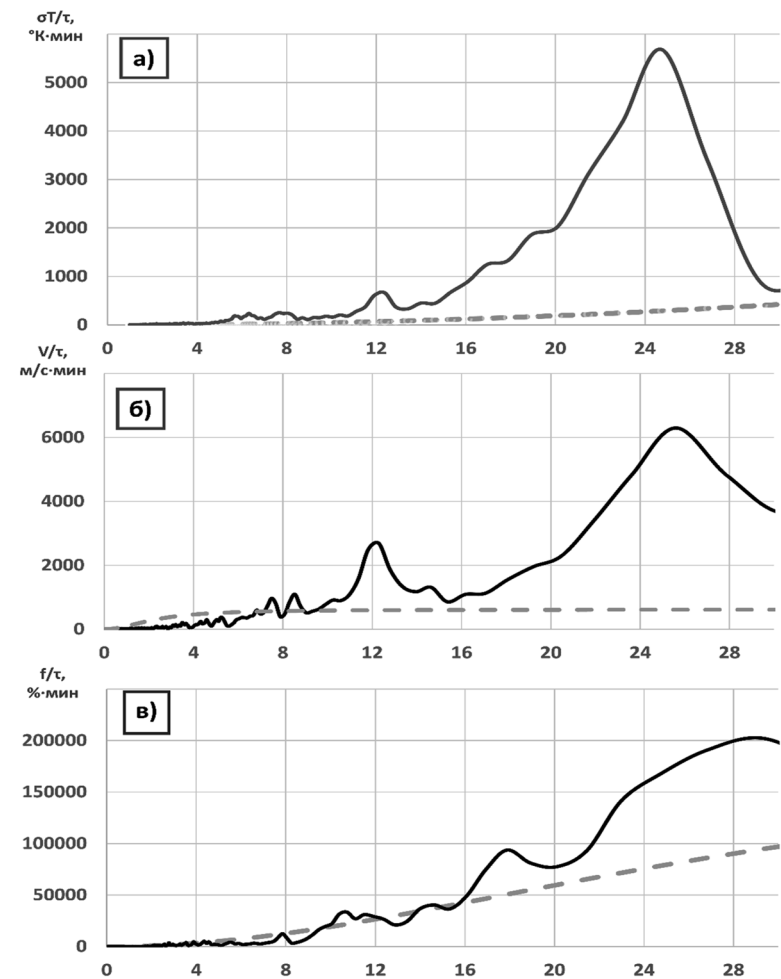


Рис. 1.2.4. Значения функций спектральной плотности, рассчитанной по данным измерений на Западном плато (черная линия), по сравнению со спектральной функцией «красного шума» (серый пунктир), характеризующей случайный процесс (броуновское движение): а) для температуры воздуха; б) для скорости ветра; в) для относительной влажности

пик размыт и приходится на 28 ч. Это может быть связано с тем, что на данных высотах суточная изменчивость относительной влажности накладывается на колебания, определяемые иными процессами субсиноптического и синоптического масштаба. Выявляются также колебания с частотами 18 ч., природу которых объяснить пока сложно. Пик спектральной плотности 10–12 ч. хорошо согласуется с пиками по температуре и скорости ветра и, вероятно, связан с проявлением горно-долинной циркуляции. Остальные колебания не выходят за уровень «красного шума» или близки к нему, а значит, являются случайными.

Мезомасштабные эффекты циркуляции

Понятие подветренной бури

Среди всех локальных циркуляций в районе Эльбруса наиболее существенную климатообразующую роль играют так называемые «подветренные бури», которые чаще всего проявляются в виде фенів. Фены существенно влияют на формирование поля аккумуляции в холодное полугодие (за счет метелевого переноса) и абляции в теплое (за счет так называемого «фенового добавка» таяния) (Вроеке, 1997).

Подветренная буря — мезомасштабное атмосферное явление, характеризующееся высокой скоростью и порывистостью ветра на подветренных склонах орографических препятствий, сопровождающееся резким изменением температуры воздуха и других метеорологических характеристик. Такие широко известные орографические ветры, как фен, чинук, бора, трамонтана, относятся к подветренным бурям (*Shestakova et al.*, 2018). В действительности подветренные бури могут наблюдаться в любом горном районе планеты при благоприятных синоптических условиях, определяющих температурную стратификацию и высокие скорости воздушного потока в нижней и средней тропосфере. Различают несколько гипотез, объясняющих возникновение подветренных бурь. Некоторые из них связывают усиление скорости приземного ветра

на подветренных склонах с обрушением внутренних гравитационных волн. В самом простом случае явление возникновения гравитационных волн выглядит следующим образом: в крупномасштабном воздушном потоке, встречающем на пути орографическое препятствие, происходит торможение воздуха за счет эффекта трения, и в силу закона сохранения массы наблюдается обтекание препятствия. Обтекание горы в вертикальном направлении в условиях устойчивой стратификации приводит к тому, что частицы, отклонившиеся от положения равновесия, начинают колебаться по мере продвижения над подветренной стороной хребта под действием возвращающей силы плавучести. Такие гравитационные волны в действительности могут вести себя как морские: при определенных условиях они обрушиваются над горами, вызывая увеличение скорости и турбулизованности потока на подветренном склоне. Таким образом описывается волновой механизм образования подветренных бурь (*Klemp, Lilly*, 1975). В совокупности с ним действует также гидравлический механизм, основанный на так называемых «уравнениях мелкой воды» (модель относительно тонкого слоя жидкости, применимая для погранслоев атмосферы). Еще в фундаментальной работе (*Long*, 1954) показано, что при наличии приподнятой инверсии, воспринимаемой как верхняя устойчивая граница, которую частицы не могут преодолеть без дополнительного усилия, над горой или горным хребтом создается узкий канал, который преодолевается потоком с гораздо большими скоростями, нежели до взаимодействия с препятствием (в силу закона сохранения массы, выраженного в данном случае в форме закона Бернулли, рис. 1.2.5, а, б).

В том случае, если инверсия опускается ниже вершины, реализуется исключительно боковое обтекание, и подветренная буря возникнуть не может (рис. 1.2.5, в). Однако наблюдаются другие гидродинамические эффекты: вихревые цепочки Кармана, прослеживаемые на спутниковых снимках в поле облачности в виде мезомасштабных вихрей, которые могут распространяться на десятки и сотни километров за источником возмущения. Наглядные иллюстрации волнового и гидравлического механизмов, а также случая бокового обтекания приведены на рис. 1.2.5

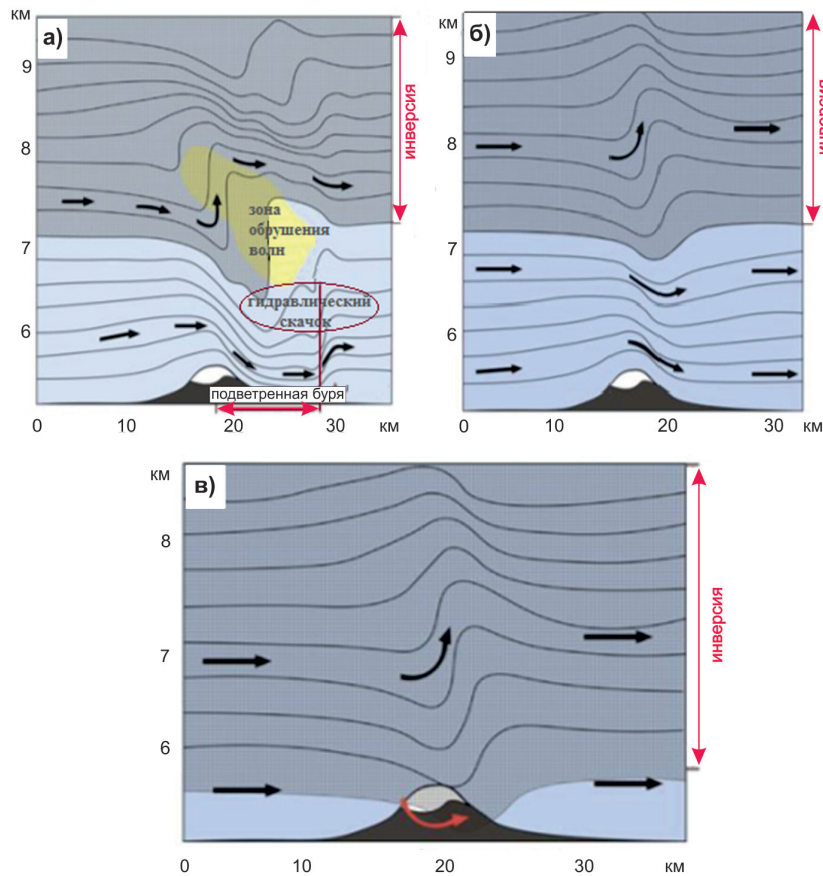


Рис. 1.2.5. Схематическое представление различных вариантов обтекания орографического препятствия: а) случай волнового механизма формирования подветренных бурь; б) случай гидравлического механизма формирования подветренных бурь; в) вариант бокового обтекания в случае инверсии, опускающейся ниже орографического препятствия

Порывы ветра при подветренных бурях могут достигать 60 м/с, а температура и влажность воздуха в зависимости от характеристик натекающей воздушной массы меняются очень резко. В случае альпийского фёна, певекского южака и чинука она повышается, причем в течение часа на 10–15 °С; при новороссийской и адриатической боре — понижается. Понимание механизмов изучаемых явлений в условиях меняющегося климата, наблюдения за турбулентным режимом в высокогорном районе в условиях высоких скоростей ветра, а также создание регрессионной модели подветренных бурь для их прогноза предполагается перспективным направлением горной метеорологии с широким практическим применением.

Методика выявления подветренных бурь

За счет расположения Эльбруса вне главного Кавказского хребта и его относительно малых горизонтальных размеров возможны два режима его обтекания: *боковое*, когда поток, несколько замедляясь перед горой, разделяется ею и продолжает движение с небольшим увеличением средней скорости вдоль склонов; а также *обтекание через вершину*, при котором может возникнуть подветренная буря. При этом значения скорости ветра максимальны не только в зоне подветренной бури, но, как уже было отмечено, в области бокового обтекания. Затишья отмечаются в области торможения потока перед препятствием, а также на уровне ниже подветренной бури, или просто с подветренной стороны, если буря не образуется.

Высота, на которой потоки разделяются на боковые и огибающие вершину, называется высотой разделения потоков h_s и описывается соотношением, которое для самого простого случая колоколообразной горы (Hunt, Snyder, 1980) имеет вид:

$$h_s = h_m (1 - Fr), \quad (1.1)$$

где Fr — число Фруда; а h_m — высота препятствия.

Число Фруда является универсальной характеристикой, связывающей скорость потока с его «глубиной», т. е. характеризует отношение между силой инерции и внешней силой, действующей на поток (для атмосферы за эту силу принята сила плавучести):

$$Fr = \frac{U}{Nh}, \quad (1.2)$$

где U — средняя скорость движения потока; h — «глубина» потока; N — частота Брента — Вайсяля, является показателем устойчивости атмосферной стратификации, описывающим колебания плавучести:

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}, \quad (1.3)$$

где g — ускорение свободного падения; θ — средняя потенциальная температура потока; $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ — изменение потенциальной температуры с высотой.

Все параметры, приведенные в данных определениях, неплохо прогнозируются глобальными атмосферными моделями. Поэтому прогноз направления и высоты разделения воздушных потоков h_s и, следовательно, определение вероятности возникновения подветренной бури в определенном районе Эльбруса возможен и без использования мезомасштабных атмосферных моделей. Расчет основных приведенных характеристик выполнялся по данным аэрологического зондирования в Минеральных Водах (ближайшая аэрологическая станция), а также на основе прогноза подветренной бури по результатам глобальной атмосферной прогностической модели GFS (Global Forecast System, США).

Пример результатов расчета высоты подветренной бури на Эльбрусе на основе данных глобальной модели GFS за период 29.01.2018 — 04.02.2018 согласуется с более сложной структурой ее изменения, определенной по данным радиозонда за 0 и 12 ч. по Гринвичу (рис. 1.2.6). Например, модель верно воспроизвела снижение высоты разделения потоков и увеличение скорости

ветра практически по всей протяженности юго-восточного склона Эльбруса 31.01. – 01. 02.2018. Однако следует отметить, что модель GFS систематически занижает среднюю скорость натекающего на Эльбрус потока и, следовательно, завышает высоту разделения потоков и воспроизводит подветренные бури несколько выше по сравнению с наблюдаемыми высотами (табл. 1.2.7).

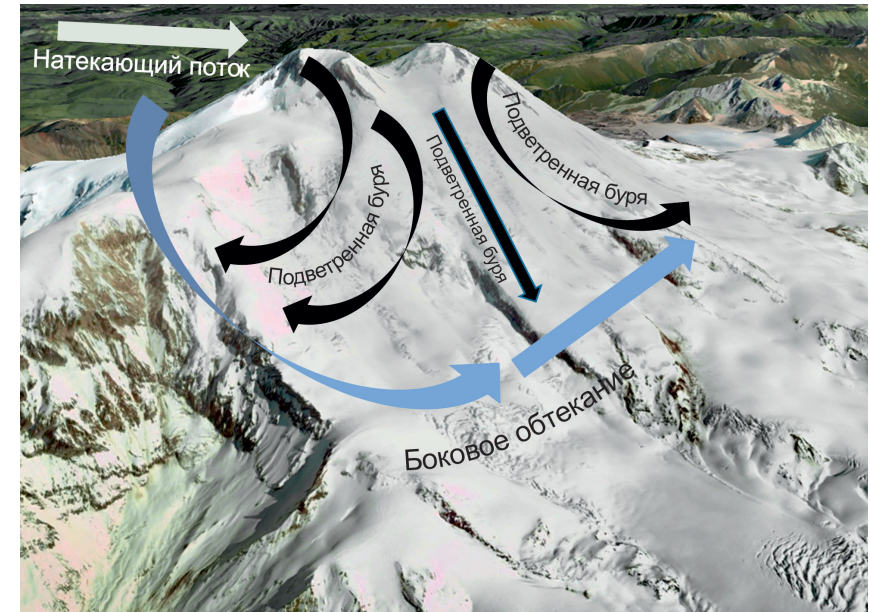


Рис. 1.2.6. Схема наиболее вероятного разделения натекающего потока (светлая стрелка) в средней тропосфере на боковое обтекание (голубые стрелки) и подветренную бурю (черные стрелки) в районе Эльбруса по данным аэрологического зондирования в Минеральных Водах при ветрах западных и северных румбов

Важным этапом интерпретации полученных данных является синоптический анализ. Возникновение подветренной бури напрямую определяется крупномасштабными атмосферными процессами, наблюдаемыми в регионе. Наиболее благоприятные условия

для возникновения ветра по типу боры на юго-восточных склонах Эльбруса, где расположены горнолыжные трассы и канатные дороги, достигаются зимой при адвекции холода в тылу циклона, находящегося в стадии наибольшего развития (рис. 1.2.7). В такой ситуации в нижней и средней тропосфере наблюдаются большие скорости ветра, в холодной воздушной массе как правило, отмечается устойчивая стратификация и приподнятые инверсии. Такие условия наблюдались 31.01.2018: средняя скорость ветра на уровне 500 гПа достигала 28 м/с, что даже при наблюдавшемся в точке исследования боковом обтекании определило сильную порывистость ветра и достаточно высокие значения средних скоростей (рис. 1.2.8–1.2.9).

В целом за весь исследуемый период в точках наблюдения на станциях Гарабаши и Мир были зафиксированы три режима обтекания: затишье с подветренной стороны, сменяемое периодами подветренной бури во второй половине дня (30 января), боковое обтекание (31 января; 2–4 февраля) и подветренная буря (1 февраля). Рассмотрим подробнее синоптические условия и наблюдаемые изменения метеорологических величин при Эльбрусской боре и сильных эффектах бокового обтекания.

31.01.2018 район Эльбруса находился на южной периферии глубокого циклона с центром над ЕТР, в зоне холодных фронтов (рис.1.2.7). По данным радиозонда в Минеральных Водах на уровне 320 гПа наблюдалась ось струйного течения с максимальными скоростями до 43 м/с, во всей же средней тропосфере скорости ветра варьировали в пределах 22–38 м/с (табл. 1.2.7). При столь значительных скоростях натекающий с запада поток вызвал сильную подветренную бурю на восточном склоне; в районе наблюдения же, по данным акустического анемометра GILL, наблюдались порывы ветра до 22 м/с, связанные с боковым обтеканием массива Эльбруса (рис. 1.2.7, а) и сильный метелевый перенос. Даже на станции канатной дороги «Азау» (2300 м над уровнем моря) отмечались порывы ветра до 15 м/с.

03.02.2018 Эльбрус находился в области действия низкотропосферного размытого антициклона, центр которого располагался над восточным побережьем Черного моря. Однако в средней

Таблица 1.2.7

Значения средней скорости U и частоты Брента – Вайсяля N в натекающем потоке, числа Фруда Fr и высоты разделения потоков H_s , а также направление фонового потока Dir , рассчитанные по данным радиозондирования на станции Минеральные Воды и модели прогноза погоды GFS. По результатам расчетов для метеостанций Мир и Гарабаши указан режим обтекания Эльбруса

Дата	N		U		Fr		H _s		Dir	Режим обтекания
	Радиозонд	GFS	Радиозонд	GFS	Радиозонд	GFS	Радиозонд	GFS		
29.01	0,009	0,009	7,1	6,0	0,14	0,11	4855	5000	З, ЮЗ	Наветренное затишье / боковое обтекание
30.01	0,010		18,0		0,31		3900		СЗ	Подветренное затишье / подветренная буря
31.01	0,007	0,009	27,6	24,1	0,75	0,50	1430	2825	З	Боковое обтекание
1.02	0,011	0,009	27,9	25,0	0,46	0,52	3025	2735	СЗ	Подветренная буря
2.02	0,008	0,009	14,3	11,0	0,32	0,21	3825	4470	З	Боковое обтекание
3.02	0,006	0,010	14,4	9,7	0,42	0,17	3290	4710	З	Боковое обтекание
4.02	0,009	0,007	15,3	7,1	0,31	0,17	3895	4670	З	Боковое обтекание

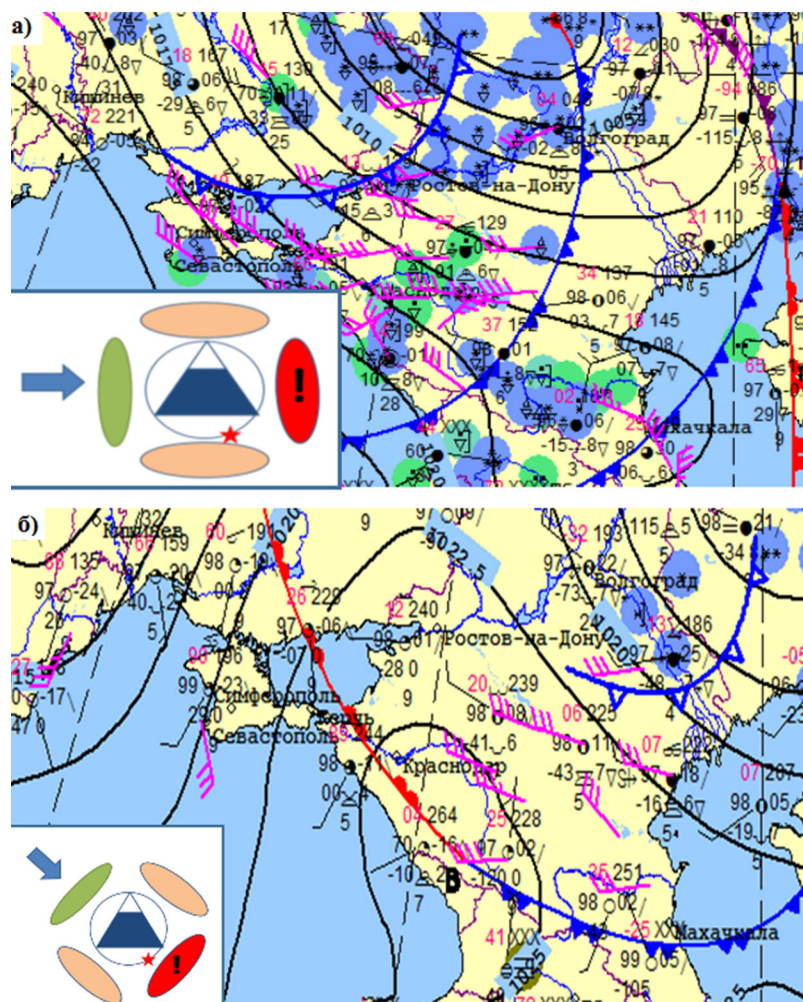


Рис. 1.2.7. Синоптическая ситуация в регионе: а) 31.01.2018; б) 03.02.2018 и соответствующая им схематическая визуализация режима обтекания г. Эльбрус (стрелкой показано преобладающее направление ветра, зеленая область — зона затишья, красная — зона подветренной бури, бежевая — зона бокового обтекания. Положение точки метеорологических наблюдений на станции канатной дороги «Мир» отмечено звездочкой)

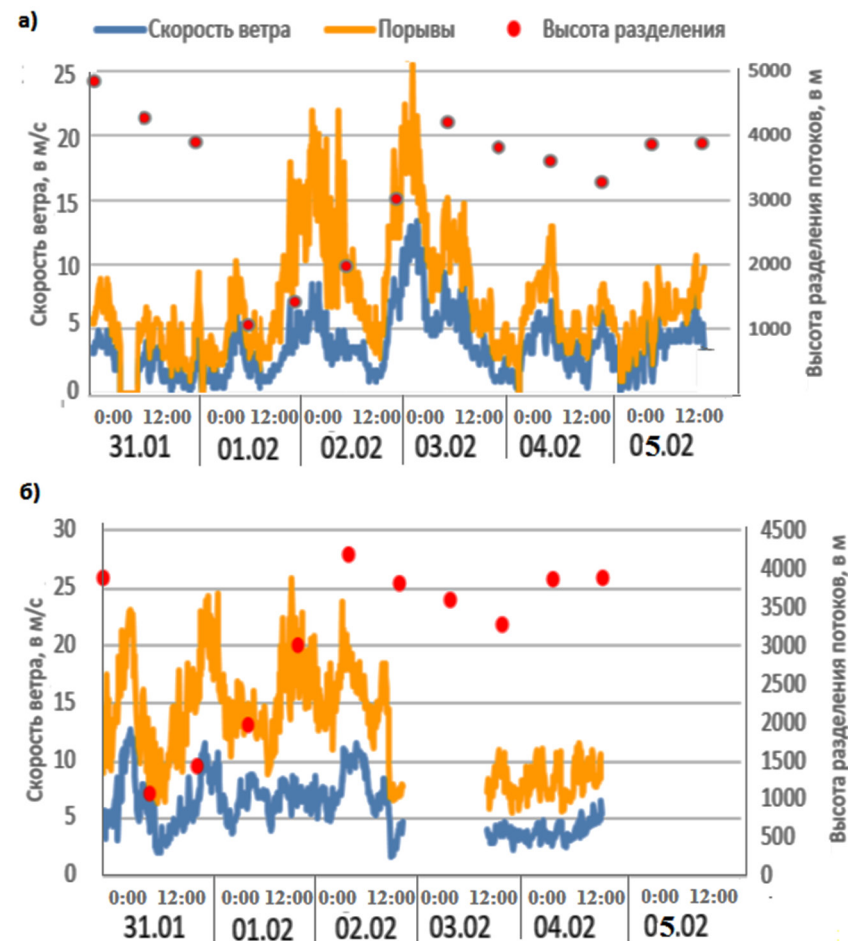


Рис. 1.2.8. Скорость ветра (голубые линии), порывы (желтые линии) и рассчитанные высоты разделения потоков в районе Эльбруса (красные пунсоны): а) по данным автоматической метеостанции DavisVantagePro на станции Мир); б) по данным акустического анемометра Gill на станции Гарабаша

тропосфере по-прежнему отмечались значительные градиенты геопотенциала. Как и в предыдущем случае, на высоте 300 гПа наблюдалось струйное течение с характерными скоростями на оси струи порядка 45 м/с, при этом в средней тропосфере скорости ветра колебались в пределах 20–30 м/с. Северо-западное направление ветра в средней тропосфере определило возникновение подветренной бури, зафиксированной метеорологическими приборами на юго-восточном склоне Эльбруса: средняя скорость ветра на станции Гарабаши составила 14 м/с, порывы 25 м/с (рис 1.2.8, а, б). При этом на канатной станции Мир, на которой также проводились метеорологические измерения, наблюдалось усиление порывов ветра на фоне практически неизменной средней скорости (рис. 1.2.8, а). Это связано с тем, что высота, до которой опускалась подветренная буря, в действительности находилась между двумя точками измерений, т. е. между станциями Гарабаши и Мир.

На подветренном склоне Эльбруса в точках наблюдения на станциях Гарабаши и Мир была зафиксирована подветренная буря с порывами до 25 м/с, возникшая на фоне крупномасштабной адвекции холода, связанной с фронтальной системой мощного циклона с центром над Европейской территорией России. Сравнение анализа и прогноза высоты подветренной бури выявило возможность качественной и количественной характеристики явления, которое действительно воспроизводилось как по данным аэрологического зондирования в удаленном пункте, так и по модели GFS.

Порывистость ветра и метелевый перенос при подветренных бурях и боковом обтекании

Анализ данных акустического анемометра GILL показал, что наибольшая изменчивость пульсаций ветра наблюдалась при средних скоростях ветра от 5 до 9 м/с. При дальнейшем росте скорости ветра режим порывистости становится более стабильным. Поэтому с точки зрения порывистости наибольшую опасность, а также значительный вклад в перераспределение снега и в величину турбулентных потоков тепла и влаги представляет ветер умеренной силы.

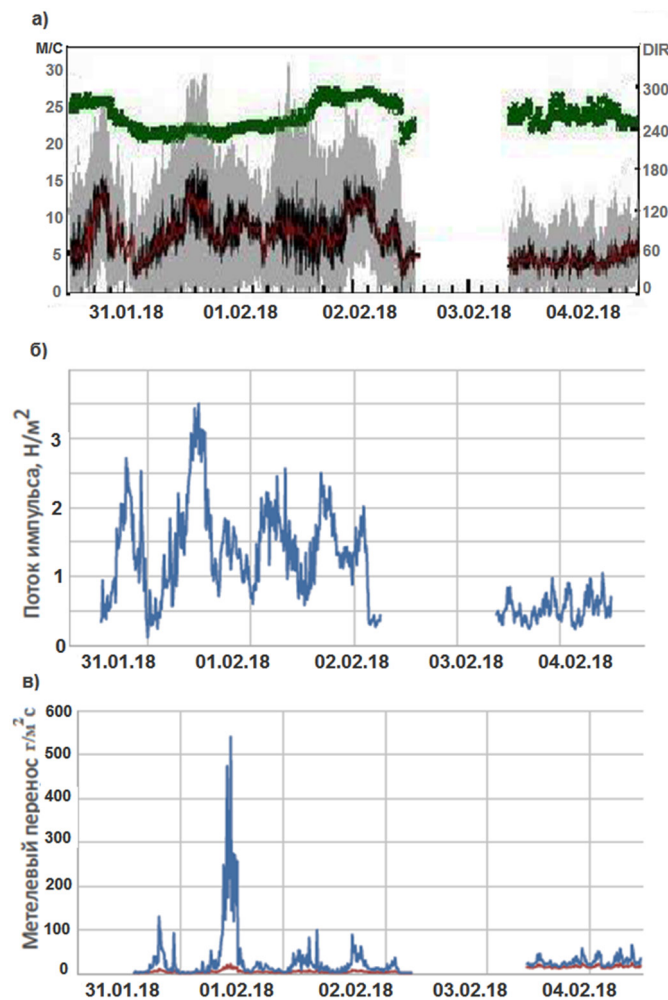


Рис. 1.2.9. Характеристики порывистости ветра и метелевого переноса на станции Гарабаши: а) горизонтальная скорость ветра, осредненная за 1 сек. (серая линия), 1 мин. (черная линия) и 15 мин. (красная линия), а также направление ветра (зеленая линия), осредненное за 10 мин., по данным измерений акустического анемометра GILL; б) поток импульса; в) оценка максимально возможного метелевого переноса (по методике, изложенной в (Judith et al., 2004))

Интенсивность турбулентности имеет максимальный разброс при малых скоростях ветра. Можно предположить, что это связано с различной природой наблюдающихся «затиший» между периодами высоких скоростей. Например, затишье может случаться за счет уменьшения скорости фонового потока, тогда пульсации скорости будут небольшими. А при возникновении орографических затиший (т. е. в случае блокирования натекающего потока горой или подветренного затишья), а также в случае резкого изменения высоты разделения потоков, пульсации могут быть велики за счет переноса кинетической энергии из зоны подветренной бури, расположенной в 100–1000 м от области затишья.

В условиях Эльбруса наиболее турбулизированным воздушный поток оказывается при юго-западном направлении ветра, т. е. при сильном боковом обтекании. При более слабом боковом обтекании порывистость ветра уменьшается. Этот факт свидетельствует о том, что определяющую роль в формировании турбулентного режима ветра играет именно скорость фонового потока, наличие струйных течений, а гидродинамические режимы обтекания играют второстепенную роль.

Для случая сильного бокового обтекания при юго-западном ветре величина порывистости составляет 4–5 м/с, при подветренной буре 3–4 м/с, при слабом боковом обтекании на фоне западного натекающего потока не более 2 м/с. Используя полученную зависимость порывистости от средней скорости ветра, от направления и режима обтекания, можно в дальнейшем составлять физико-статистический прогноз порывистости на юго-восточных склонах Эльбруса.

Проблема измерений метелевого переноса (*Konosuke et al.*, 1988) и его моделирования (*Judith et al.*, 2004) исключительно важна в рамках задачи физически обоснованного описания поля аккумуляции горных ледников. В работе (*Judith et al.*, 2004) изучена возможность моделирования оценки метелевого переноса с использованием среднего значения потока импульса. В ходе нашего исследования была выявлена почти линейная зависимость между средним потоком импульса и потоком импульса при максимально возможной величине переносимого снега. Используя среднее зна-

чение потока импульса, которое за период зимних измерений составило $1,14 \text{ н/м}^2$, были выполнены простые оценки метелевого переноса в условиях Эльбруса (рис. 1.2.9, *в*). Так, при средней скорости ветра порядка 15 м/с и порывах 25 м/с максимальная величина переноса снега достигает $500 \text{ г/м}^2/\text{сек}$. Учитывая типичность значений таких скоростей ветра для Эльбруса, этот порядок величины метелевого переноса можно считать нормальным для штормовых условий в данном районе.

Глава 3

Тепловой баланс ледников Эльбруса в зоне абляции и аккумуляции

П. А. Торопов, А. А. Шестакова, А. А. Полюхов

Методика оценки компонентов теплового баланса

Уравнение теплового баланса и его упрощение

Одной из важнейших целей мониторинга и анализа метеорологических величин в горных районах является оценка компонентов теплового баланса ледников, которая необходима для моделирования баланса их массы. В общем виде уравнение теплового баланса ледника записывается следующим образом (Торопов и др., 2018):

$$c_i \rho_i h \frac{\partial T_h}{\partial t} + L_i \rho_i \frac{\partial h}{\partial t} = (SW^+ - SW^-) - (LW^+ - LW^-) + H + LE - Q_D + P_{liq} + F_{liq} - G \quad (1.4)$$

Здесь T_h — температура ледового слоя (К) с толщиной h (м); c_i — теплоемкость льда (Дж/кг·К); ρ_i — плотность льда (кг/м³); L_i — удельная теплота плавления-замерзания (Дж/кг); компоненты радиационного баланса (Вт/м²): SW^+ — входящая коротковолновая (солнечная) радиация, SW^- — отраженная коротковолновая радиация, LW^- — восходящий поток длинноволновой

радиации (от поверхности ледника), LW^+ — нисходящий поток длинноволновой радиации (от атмосферы); турбулентные потоки тепла $H = c_p \rho k \frac{\partial T}{\partial z}$ (Вт/м²) и водяного пара $LE = \rho k \frac{\partial q}{\partial z}$ (Вт/м²) (здесь T — температура, q — массовая доля водяного пара, измеренные на уровнях $z = 0,25$ м, 0,5 м, 1 м, 2 м (табл. 1.1.1); k — коэффициент турбулентного обмена (м²/с), c_p — теплоемкость воздуха (Дж/кг·К), ρ — плотность воздуха (кг/м³), L — удельная теплота испарения-конденсации (Дж/кг); E — скорость испарения-конденсации (кг/м²·с)); $Q_D = \frac{\partial}{\partial \xi} \lambda_i \frac{\partial T_i}{\partial \xi}$ — поток тепла за счет молекулярной диффузии в толще ледника (T_i — температура льда на различных глубинах ξ (м); λ_i — коэффициент теплопроводности льда (Вт/м·К), P_{liq} — поток тепла, приносимого жидкими осадками (Вт/м²), F_{liq} — тепло, приносимое водотоками, формирующимися на поверхности ледника (Вт/м²); G — затраты тепла на возгонку водяного пара с поверхности кристаллов льда, Вт/м².

Применяя уравнение (1.4) к областям абляции ледников Эльбруса, можно ввести некоторые упрощения. Летом температурная стратификация теплых ледников умеренных широт, как правило, близка к безразличной, причем ее величина в ледовой толще полагается неизменной и близкой к 0 °С (Котляков, 1994). Поэтому первым членом в уравнении (1.4) и величиной Q_D можно пренебречь. Оценим поток тепла от жидких осадков $P_{liq} = \rho C_w \Delta T h$, где ρ — плотность воды (кг/м³); C_w — теплоемкость воды (4220 Дж/кг); ΔT — разность температур между каплей дождя и льдом (°С). Допустим, на ледник в течение суток выпало 10 мм жидких осадков, причем температура дождевых капель в момент соприкосновения со льдом была равна средней для сезона абляции температуре приземного воздуха — 7 °С. Тогда суточный поток тепла от 10 мм слоя жидких осадков составит примерно 0,3 мДж/м², т. е. около 1 % от полной энергии суточного таяния. Вклад этой величины может быть

значимым лишь в случае экстремальных дождей в сезон таяния (более 50 мм в сутки), наблюдающихся на этих высотах примерно один раз в 10 лет. Похожие оценки суммарной величины потока тепла с дождями P_{liq} и водотоками F_{liq} (порядка 2% от суммы радиационного баланса) получены в работах (Poggi, 1977; MacDougall, Flowers, 2011; Волошина, 2001). Возгонка водяного пара с поверхности кристаллов наблюдается в основном в сухом воздухе при отрицательной температуре, значительной сумме радиационного баланса и сильном ветре. Такие условия складываются в основном в области аккумуляции ледников. Исходя из этого, в задаче суточных и сезонных оценок составляющих теплового баланса в области абляции горного ледника величинами P_{liq} и F_{liq} и G можно пренебречь.

В итоге уравнение (1.4) переписывается в упрощенном виде:

$$L_i \rho_i \frac{\partial h}{\partial t} = (SW^+ - SW^-) + (LW^+ - LW^-) + H + LE. \quad (1.5)$$

Вводя величину альбедо $A = SW^- / SW^+$, уравнение (1.5) можно записать так:

$$L_i \rho_i \frac{\partial h}{\partial t} = SW^+(1 - A) + (LW^+ - LW^-) + H + LE. \quad (1.6)$$

Если величину $L_i \rho_i \frac{\partial h}{\partial t}$ обозначить как Q_{melt} (затраты тепла на таяние льда), а выражение $SW^+(1 - A) - (LW^+ - LW^-)$ — как R (радиационный баланс), то уравнение (1.6) можно записать в еще более общей форме:

$$Q_{melt} = R + H + LE. \quad (1.7)$$

Для области аккумуляции горного ледника в уравнение (1.7) необходимо добавить члены QD и G

$$Q_{melt} = R + H + LE - QD - G. \quad (1.8)$$

Компоненты уравнений (1.7) — (1.8) оценивались во многих работах для различных горных ледников Земли — в частности, для ледников Килиманджаро в Африке (Mölg et al., 2008), вулкана Сахама в Андах (Wagnon et al., 2003), ледника Кука на острове Кергелен (Poggi, 1977) и др. В большинстве случаев наибольший вклад вносит радиационный баланс R (50–85%), на втором месте оказывается турбулентный теплообмен H (10–50%). Поток тепла, выделяющегося при конденсации водяного пара на поверхности ледника, как правило, наименее значим, однако и его вклад ощутим (до 10%). Такие же оценки выполнены и для кавказских ледников на примере Джанкуата (Торопов и др., 2018) и Гарабаши (Волошина, 1968; 2001). Вклад радиационной компоненты в таяние в зоне абляции составляет 70–80%, турбулентного потока тепла — 20–30%, а вот величина LE может быть как положительной, так и отрицательной (Волошина, 2001; Торопов и др., 2018). Компоненты теплового баланса существенно меняются с высотой, что сказывается на слое абляции (Oerlemans, 2010). Поэтому в идеальном случае метеорологические наблюдения на одном и том же леднике должны проводиться в различных высотных зонах.

Компоненты радиационного баланса над поверхностью ледников Эльбруса, а также на расположенном в тех же горноклиматических условиях леднике Джанкуат измерялись с помощью радиометров Kipp&Zonen и Hukseflux достаточно точно (табл. 1.1.1). Однако дополнительные погрешности возникают из-за отклонения положения радиометров от горизонтального уровня на тающей поверхности льда, а также из-за конденсата на рабочих поверхностях датчиков. Поэтому в ходе обработки данных около 10% измеренных величин приходится выбраковывать, а итоговая точность измерений радиационных потоков принимается равной ± 25 Вт/м².

Выбор метода расчета потоков явного и скрытого тепла

Расчеты потоков явного и скрытого тепла надо льдом сводятся к четырем подходам — методу теплового баланса (с использованием

отношения Боуэна), методу аэродинамических формул, методу Монина — Обухова и «прямому» методу (eddy covariance), основанному на прямых измерениях турбулентных пульсаций с помощью высокочастотных акустических анемометров (Торопов и др., 2018). Последний часто используется как эталон для калибровки параметров аэродинамических формул или расчетных схем метода Монина — Обухова, как это сделано, например, в работе (Cullen et al., 2007). Такой же подход применен и в (Торопов и др., 2018). Все четыре метода апробировались на леднике Джанкуат. Прямые измерения слоя стаивания датчиком Sonic Ranger, позволившие оценить величину Q_{melt} в уравнении (1.7), в сочетании с достаточно точными измерениями радиационного баланса R дали возможность подобрать оптимальный метод расчета турбулентных потоков тепла. Иными словами, суточная сумма радиационного баланса R в уравнении (1.7) задавалась по данным измерений и оставалась неизменной, тогда как величины H и LE менялись в зависимости от используемой методики расчета. Итоговая рассчитанная величина слоя стаивания сравнивалась с измеренной. В целях исключения случайных погрешностей, шума и статистических выбросов были выполнены пентадные (пятидневные) оценки. Подробно результаты оценки метода расчета турбулентных потоков тепла над ледовой поверхностью обсуждаются в (Торопов и др., 2018), также они приведены на рис. 1.3.1. Показано, что после прямого метода (eddy covariance) наиболее успешным оказался метод аэродинамических формул: средняя ошибка расчета потоков явного тепла без учета систематического завышения составляет -10% . Наихудшие результаты дает расчетная схема на основе метода Монина — Обухова в формулировке (Зилитинкевич, 1970). Проблемы с применимостью метода Монина — Обухова связаны с некорректным и не вполне строгим использованием параметра шероховатости ледовой поверхности, который берется равным 10^{-3} м (согласно результатам многочисленных измерений, обобщенных в (Зилитинкевич, 1970)). Использование этого среднего значения неверно в силу значительной неоднородности ледовой поверхности в зоне абляции. Кроме того, для расчета турбулентного потока тепла следует вводить параметр термической шероховатости, который может существенно

отличаться от динамической в различных ландшафтных условиях (Alekseychik et al., 2017). В случае Западного плато Эльбруса дополнительной проблемой является высокая повторяемость низовых метелей, которая требует существенной корректировки расчетных схем с учетом теории двухфазного потока (смесь воздух — ледяные кристаллы) (Wamser, Lykossov, 1995). Метод Кузьмина (Кузьмин, 1961) на леднике Джанкуат также зарекомендовал себя не слишком удачно (Торопов и др., 2018), хотя данный подход достаточно успешно применяется для оценок ледниковой составляющей стока (Рец и др., 2011). В итоге нами был выбран метод аэродинамических формул, который наиболее часто используется для оценок турбулентных потоков над ледниками (Волошина, 2001; Cullen et al., 2007; Mölg et al., 2004). В общем виде потоки явного и скрытого тепла, согласно этому методу, выражаются следующим образом:

$$H = C_p K \rho (T_2 - T_1); \quad LE = LK \rho (q_2 - q_1). \quad (1.9)$$

Коэффициент турбулентного обмена K задается следующим образом:

$$K = \frac{\kappa^2 u}{\left(\ln \frac{z_2}{z_0}\right)^2} f(Ri_b), \quad (1.10)$$

где z_0 — параметр шероховатости, для различных ледников он колеблется от $5 \cdot 10^{-4}$ до $3 \cdot 10^{-3}$ м; в нашем случае взята величина, характерная для однородного свежего снега $z_0 = 10^{-3}$ (Зилитинкевич, 1970); $f(Ri_b)$ — функция числа Ричардсона. В случае стратификации, отличающейся от безразличной, функцию объемного числа Ричардсона над поверхностью горных ледников можно задавать согласно (Takeuchi et al., 1999):

$$f(Ri_b) = \begin{cases} (1 - 5Ri_b)^2, Ri > 0 \\ (1 - 16Ri_b)^{0.75}, Ri < 0 \end{cases}; \quad \text{где } Ri_b = \frac{g}{T} \frac{dT/dz}{(du/dz)^2}. \quad (1.11)$$

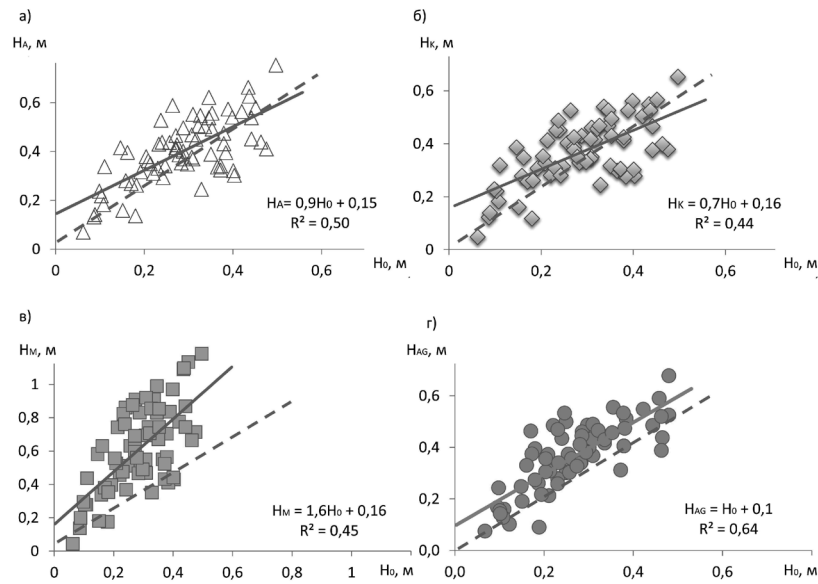


Рис. 1.3.1. Диаграммы рассеяния, показывающие сравнение измеренного пятидневного слоя абляции (H_0) с вычисленной по уравнению теплового баланса (3) с использованием различных схем расчета турбулентного теплообмена: а) метода аэродинамических формул H_A ; б) метода Кузьмина H_K ; в) метода Монина — Обухова H_M ; г) прямого метода H_{AG} . Пунктирными линиями показаны биссектрисы, соответствующие идеальному совпадению измеренных значений с рассчитанными

Данное приложение аэродинамических формул было апробировано на достаточно объемной выборке по леднику Джанкуат за периоды наблюдений в сезоны абляции 2007–2015 гг. и показало хорошее соответствие с прямым методом измерения (eddy covariance) — $R^2 = 0,5$ (рис. 1.3.1). Недостатком метода аэродинамических формул является предположение о логарифмичности профиля ветра в приземном слое. Вместе с тем анализ достаточ-

но продолжительного периода наблюдений на Джанкуате показал, что профиль скорости ветра в среднем, действительно, неплохо аппроксимируется логарифмическим законом.

Особенности радиационного режима ледников

Компоненты радиационного баланса по данным измерений в летний сезон

В работах (Волошина, 1968; 2001) достаточно подробно разобраны особенности радиационного баланса поверхности ледников в области абляции и аккумуляции. Поэтому в рамках настоящего исследования проанализированы только данные, полученные в 2007–2018 гг., и результаты современных модельных расчетов.

Первые относительно долгопериодные измерения компонентов радиационного баланса на ледниках Эльбруса после 1950–1960-х гг. были выполнены в 2007 г. (рис. 1.3.2, табл. 1.3.1). По данным измерений, проводившихся в условиях ясной погоды и горизонтальной видимости более 50 км в даты, близкие к летнему солнцестоянию, величина приходящей коротковолновой радиации на Западном плато достигала 1205 Вт/м^2 . Согласно оценкам, приведенным в (Волошина, 1968), на седловине Эльбруса (т.е. примерно на тех же абсолютных высотах) в случае исключительно высоких значений коэффициента прозрачности (0,98) величина приходящей коротковолновой радиации в послеполуденные часы в день летнего солнцестояния составляет 1230 Вт/м^2 . Таким образом, измеренная нами величина близка к максимальному годовому значению приходящей коротковолновой радиации. Близкие оценки были получены в Альпах и Скалистых горах на высотах около 3000 м (You et al., 2010).

Для диапазона высот 3000–5000 м характерна малая величина вертикального градиента приходящей коротковолновой радиации. Например, между двумя точками с разницей абсолютных высот 2200 м (Западное плато на Эльбрусе и язык ледника Джанкуат) различия между значениями приходящей коротковолновой радиации составили 55 Вт/м^2 , или $3 (\text{Вт/м}^2) / 100 \text{ м}$. Основную роль в формировании радиационного баланса в высокогорных условиях играет альbedo.

Именно за счет потока отраженной радиации величина радиационного баланса на Западном плато с 9:00 до 15:00 в два раза меньше, чем на Джанкуате. За счет эффекта альбеда суточная сумма радиационного баланса в высотной зоне Эльбруса в среднем на 30% меньше, чем в зоне абляции Джанкуата. Согласно данным 2013 г., средние значения альбеда на Западном плато составили 66% ($\pm 20\%$). По результатам измерений примерно в тех же условиях в седловине Эльбруса в июле – августе 1959–1963 гг. эта величина составила 74% (Волошина, 1968), скорее всего, за счет свежевывающего снега. Таких же значений величина альбеда достигала в 2018 г. По данным многолетних измерений на ледниках Джанкуат и Гарабаши величина альбеда в зоне абляции на высотах 3000 м составляет в среднем 25–30%.

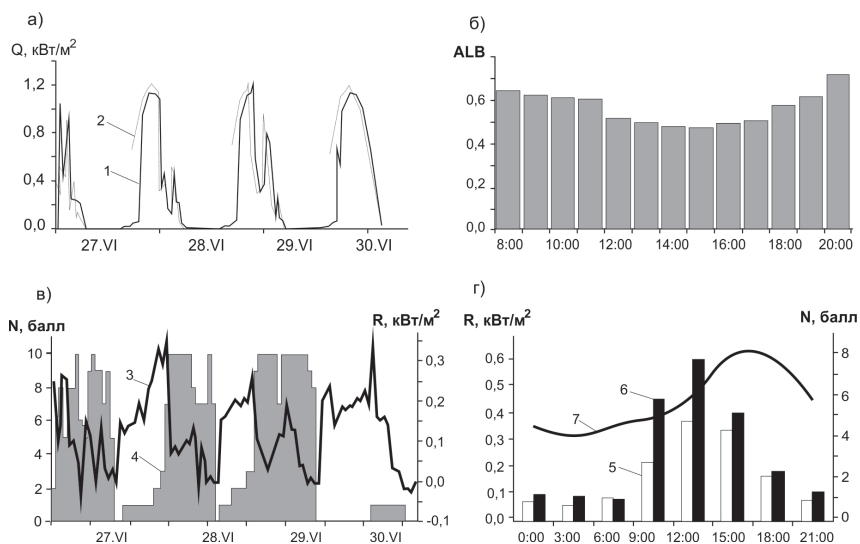


Рис. 1.3.2. Радиационный режим Западного плато Эльбруса (Торопов и др., 2016): а) приходящая коротковолновая радиация (Q) (1 – по данным метеостанции DAVIS, 2 – по данным пиранометра Янишевского) 27.06.2013 – 01.07.2013; б) усредненный суточный ход альбеда (ALB) 27.06.2013 – 01.07.2013; в) 3 – радиационный баланс (R) и 4 – балл облачности (N) 27.06.2013 – 01.07.2013; г) суточный ход радиационного баланса (R) на Западном плато (5) и на леднике Джанкуат (6), а также балла облачности на МС Терскол (7), усредненные за период 01.08.2007 – 31.08.2007

Таблица 1.3.1

Характеристики суточных сумм компонент радиационного баланса по данным измерений, усредненных за август 2007 г. и за период 26.06.2013 – 30.06.2013 (Q – приходящая коротковолновая радиация, R – отраженная коротковолновая радиация, E – длинноволновый баланс, B – общий радиационный баланс; все величины в МДж/м²)

Станция	Высота, м	Q		R		E		B	
		2007	2013	2007	2013	2007	2013	2007	2013
Пятигорск*	550	23,8	25,5	-4,8	-5,1	-6,3	-6,0	12,7	14,4
Ледник Джанкуат	3000	25,5	26,8	-7,6	-6,0	-3,4	-5,3	14,5	16,7
Эльбрус, Западное плато	5150	28,8	28,4	-16,3	-17,0	-6,5	-6,1	6,0	5,3

* По станции Пятигорск существуют лишь средние многолетние данные о компонентах радиационного баланса, опубликованные в (Справочник по климату СССР, 1972), поэтому за 2007 и 2013 гг. они были восстановлены по данным реанализа, погрешность которого в средних многолетних значениях для станции Пятигорск составляет $\pm 10\%$.

Измерения на Западном плато показали, что величина длинноволнового баланса мало отличается от значений в низкогорье (табл. 1.3.1). Это связано с близкими значениями разности между нисходящим и восходящим потоками длинноволновой радиации на Эльбрусе и в предгорных районах. В Пятигорске тепловое излучение поверхности значительно больше, чем на Эльбрусе, в силу существенно более высокой температуры. Однако и значения нисходящего потока длинноволновой радиации в районе Пятигорска ощутимо больше, чем на высоте 5150 м из-за большего влагосодержания нижних слоев атмосферы по сравнению с верхними. Таким образом, при разных значениях потоков теплового излучения результирующая величина длинноволнового баланса на Эльбрусе оказывается близкой к значениям в низкогорье.

На рис. 1.3.2, *г* представлен средний за два месяца ход радиационного баланса на Западном плато Эльбруса и на леднике Джанкуат и осредненный за этот же период ход облачности по метеостанции Терскол. Хорошо видно, что в сроки 15:00 и 18:00 значения радиационного баланса на Эльбрусе меньше, чем на Джанкуате, всего на 10–15%, в то время как в 9:00 и в 12:00 эти величины отличаются на 40–50%. Это связано с отсутствием облаков нижнего яруса на высоте 5000 метров в утренние часы, а также с общим уменьшением поглощения коротковолновой радиации из-за уменьшения водности облаков.

Величины радиационного баланса, полученные по леднику Джанкуат на высоте 3000 м, хорошо согласуются с измерениями на леднике Гарабаши в июле 1960 г. на высоте 3500 м. Для ледника Гарабаши средняя за июль суточная сумма составила 13,1 МДж/м², по леднику Джанкуат для июля 2013 г. получена величина 13,9 МДж/м². Однако для верхних зон Эльбруса данные, полученные в разные годы, существенно различаются. Так, в (Волошина, 1968) показано, что в седловине Эльбруса суточная сумма радиационного баланса близка к 0, а в один из дней (02.08.1959) равна –1,1 МДж/м². Между тем в схожих условиях на Западном плато по данным автоматической станции AANDERAA за два месяца ни разу не были зафиксированы нулевые значения радиационного баланса, а минимальные суточные суммы составили 1,5–2 МДж/м².

Различия могут быть связаны с неточностью измерения длинноволновых потоков радиации балансомером Янишевского образца 1950-х гг. в Эльбрусской экспедиции 1959–1965 гг. Кроме того, на седловине выполнялись лишь разовые актинометрические измерения. В коротковолновых потоках различия между результатами разных экспедиций оказались небольшими (порядка 5%).

На рис. 1.3.3 представлена временная изменчивость составляющих радиационного баланса на Западном плато Эльбруса (5150 м) в сравнении с ледником Гарабаши (3850 м). Также приведены расчетные значения приходящей коротковолновой радиации при ясном небе с помощью модели CLIRAD(FC05)-SW (Tarasova, Fomin, 2007), которая предварительно сравнивалась с высокоточным алгоритмом расчета радиации (Полухов и др., 2017). В среднем поток приходящей коротковолновой радиации при ясном небе на Западном плато больше, чем на Гарабаши, на 15 Вт/м², т.е. примерно на 1% из-за уменьшения аэрозольно-оптической толщины атмосферы и ее влагосодержания по мере роста высоты над уровнем моря. Реальные значения приходящей коротковолновой радиации различаются существенно больше. Если осредненная за период наблюдений суточная сумма приходящей радиации на Гарабаши составляет 25,4 МДж/м², то на Западном плато она равна 27,2 МДж/м². Причина этих различий хорошо видна на рис. 1.3.3 и связана с режимом облачности: на Гарабаши осредненный суточный ход типичен для летнего сезона — суточный максимум приходящей коротковолновой радиации смещен на 11:00 из-за активного развития конвективной облачности около полудня, в то время, как на Западном плато этот эффект выражен меньше. Заметную роль играет также переотражение коротковолновой радиации от склонов. До высоты 5100 м развиваются только мощные кучевые или кучево-дождевые облака, что происходит ближе к вечеру и не каждый день. Разница радиационного баланса между двумя высотными зонами прослеживается, прежде всего, в уходящем коротковолновом излучении, которое зависит от альбедо поверхности (его среднее значение на Западном плато составляет 0,75, а на Гарабаши 0,54). Существенные для двух высотных зон различия альбедо проявляются в изменчивости его среднесуточных значений. На Западном плато эта разница

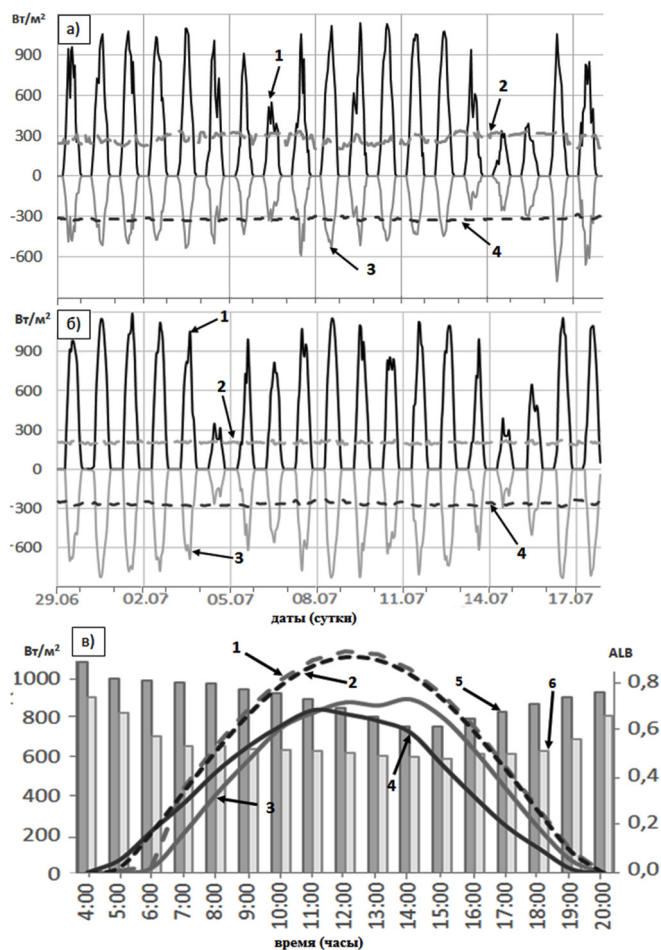


Рис. 1.3.3. Компоненты радиационного баланса: а) на Западном плато (5150 м); б) на леднике Гарабаша (3850 м) (1 — суммарная солнечная радиация, 2 — тепловое излучение атмосферы, 3 — отраженная солнечная радиация, 4 — тепловое излучение поверхности ледника); в) осредненный за 20 суток экспедиции суточный ход компонентов коротковолнового баланса (суммарная радиация при ясном небе на Западном плато (1), на Гарабаша (2); наблюдаемая суммарная солнечная радиация на Западном плато (3), на Гарабаша (4), альbedo на Западном плато (5) и на Гарабаша (6))

отсутствует, т. к. состояние поверхности практически все время эквивалентно свежеснеговому, в то время как на Гарабаша изменчивость велика. Наиболее ярко альбедный эффект проявился 14 июля 2018 г.: значение отражательной способности скачкообразно уменьшилось вдвое (с 0,4 до 0,2) из-за обнажения слоя пыли, выпавшей в марте 2018 г. Однако уже 16 июля вторжение морского умеренного воздуха стало причиной обильных осадков и понижение температуры, в результате чего на высоте 3850 м сформировался временный снежный покров. Скачкообразное увеличение альbedo вызвало резкое снижение суточной суммы радиационного баланса до аномально низких значений 2 МДж/м², что в 4,2 раза меньше средних величин. Эффект летних снегопадов, существенно тормозящих абляцию на Кавказе, Памире и в других горно-ледниковых районах, описан в (Волошина, 2001). В целом радиационный баланс на Западном плато оказывается меньше, чем на Гарабаша, почти в 3 раза. Прежде всего это происходит за счет альбедного эффекта. Кроме того, существенную роль играют различия в длинноволновом балансе — потеря энергии за счет теплового излучения на Западном плато в среднем в полтора раза выше, чем на Гарабаша, из-за существенно меньшего влагосодержания атмосферы и влажности облаков. Важной особенностью климата высокогорной зоны Эльбруса является тот факт, что даже в разгаре летнего сезона радиационный баланс здесь в отдельные дни может быть отрицательным даже на масштабах суточного суммирования. На протяжении метеорологических измерений в 2018 г. такая ситуация отмечалась дважды в условиях облачной погоды на фоне интенсивных осадков.

Компоненты радиационного баланса по данным измерений в зимний сезон

Интерес также представляют пространственно-временные особенности распределения компонентов радиационного баланса на Эльбрусе в зимнее время в сравнении с прилегающими территориями. Примером могут служить результаты измерений 30.01.2016–04.02.2016 в трех контрастных высотных зонах — в Кисловодске, Шаджатмазе и на станции канатной дороги Мир. В ходе абсолютных значений суммарной радиации в Кисловодске (рис. 1.3.4, а)

четко проявляются три максимума — 31 января, 2 и 3 февраля ($500\text{--}550 \text{ Вт/м}^2$). Это связано с отсутствием облачности 31 января и 3 февраля и ее незначительным количеством, увеличивающим долю рассеяния, 2 февраля. Отраженная радиация напрямую зависит от количества солнечной энергии, поступающей к поверхности. Поэтому в пасмурные дни наблюдались минимальные значения отраженной радиации (порядка 100 Вт/м^2), а в более ясные дни 31 января, 2 и 3 февраля — ее величина достигала 150 Вт/м^2 .

В ходе длинноволновой радиации проявляется четкая зависимость от облачности — различия максимальны в ясные дни (31 января разница между нисходящей длинноволновой радиацией (ДНР) и восходящей длинноволновой радиацией (ДВР) составила 30 Вт/м^2). Особенно сильно изменялись суточные значения длинноволновой радиации 3, 4 и 5 февраля — в связи с радиационным прогревом поверхности и трансформацией воздушной массы общий фон значений длинноволновой радиации заметно возрастал. На плато Шаджатмаз (рис. 1.3.4) видна четкая зависимость суммарной радиации от балла облачности. Наибольшие значения отмечались в те дни, когда балл облачности снижался. Наблюдалось два максимума притока солнечной радиации: 31 января и 3 февраля (600 Вт/м^2). Это объясняется высотным расположением плато Шаджатмаз (2070 м): в эти дни там отмечались облака верхнего яруса, мощность которых незначительно препятствовала притоку коротковолновой радиации. 1 февраля наблюдался минимум в ходе суммарной радиации (300 Вт/м^2) — целый день была плотная облачность, связанная с прохождением атмосферного фронта. Абсолютные значения отраженной радиации максимальны (500 Вт/м^2) в те же дни, когда были измерены наибольшие значения суммарной радиации, — 31 января и 3 февраля. Различия в длинноволновой радиации можно объяснить зависимостью от величины прямой солнечной радиации, облачности и альбедо поверхности. Максимальные различия между ДНР и ДВР (100 Вт/м^2) наблюдались в дни максимумов хода отраженной и суммарной радиации. Это связано с сильным радиационным выхолаживанием в ночное время. Также наблюдались заметные колебания в ДНР, тогда как ДВР почти не менялась, поскольку колебания температуры были незна-

чительны. Заметное увеличение разницы между ДНР и ДВР 6 февраля связано с повышением суммарной и отраженной радиации.

На станции канатной дороги Мир (3500 м) слой облаков относительно тонкий, их водность существенно меньше, чем в нижней тропосфере, вследствие чего даже наличие высокого балла облачности не столь существенно ослабляет поток суммарной радиации. Максимум ($600\text{--}650 \text{ Вт/м}^2$) суммарной радиации, помимо 31 января и 3 февраля, наблюдался также и 4 февраля, несмотря на десятибалльную облачность в течение дня (рис. 1.3.4). Максимумы отраженной радиации (320 Вт/м^2) наблюдались в те же дни. Различия между абсолютными значениями ДНР и ДВР максимальны (40 Вт/м^2) после дней с наибольшими значениями суммарной и отраженной радиации (ночью 31 января, 3 и 4 февраля), что связано с сильным радиационным выхолаживанием при ясном небе в ночное время.

Потоки радиации в разных пунктах наблюдений существенно отличаются на разных абсолютных высотах (рис. 1.3.4). 4 февраля наблюдалась 10-балльная облачность во всех трех точках. Максимальные значения суммарной коротковолновой радиации наблюдаются на станции Мир (660 Вт/м^2), а минимальные — в Кисловодске (400 Вт/м^2). Влияние облачности на суммарную радиацию оказалось существенно различным, что связано с вертикальной мощностью облаков. В Кисловодске, как наиболее низко расположенном, мощный слой 10-балльной облачности значительно ослаблял поток суммарной радиации. На станции Мир в условиях высокогорья слой облаков был относительно тонким, и облака преимущественно располагались ниже станции, что приводило к существенно меньшему ослаблению суммарной радиации.

Максимальное значение отраженной коротковолновой радиации наблюдалось на плато Шаджатмаз (450 Вт/м^2), а минимальное — в Кисловодске (150 Вт/м^2). Такое распределение связано с характером поверхности метеорологических площадок. Для плато Шаджатмаз характерно наличие снежного покрова с высокой отражательной способностью, а в Кисловодске снег отсутствовал в течение большей части периода наблюдений. На метеорологической площадке станции Мир отражательная способность оказалась меньше, чем на плато Шаджатмаз, что связано с близко

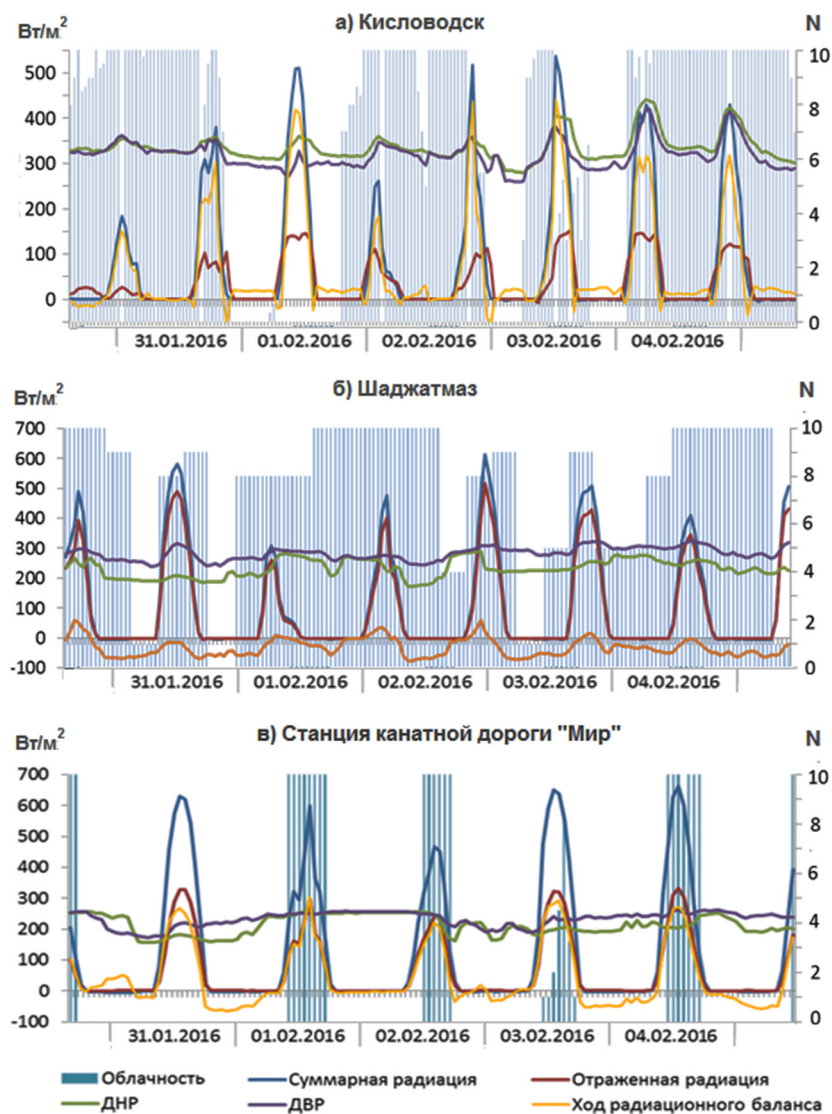


Рис. 1.3.4. Ход составляющих радиационного баланса в г. Кисловодске (а), на плато Шаджатмаз (б) и на станции канатной дороги Мир (с)

расположенными постройками на канатной дороге, снижающими общий фон отражательной способности.

В ясный день (31 января) максимальные значения суммарной коротковолновой радиации были измерены на Мире (630 Вт/м^2), а минимальные — в Кисловодске (540 Вт/м^2). Это подтверждает известную закономерность увеличения суммарной коротковолновой радиации с высотой. Максимальные и минимальные значения отраженной коротковолновой радиации 31 января аналогичны значениям 4 февраля — максимальны на плато Шаджатмаз, минимальны в Кисловодске. Данное распределение также связано с характером поверхности метеорологических площадок.

Для остальных дней распределение суммарной и отраженной коротковолновой радиации аналогично за исключением небольших промежутков времени, когда наблюдались отклонения, связанные с различной облачностью и ее распределением, а также с изменением отражательной способности поверхностей метеорологических площадок.

Итоговые значения радиационного баланса показаны на рис. 1.3.4. Одной из главных причин различий между точками наблюдений служит облачность. Максимум суммарной радиации (670 Вт/м^2) наблюдается при облачности 4–6 баллов, что соответствует теоретическим представлениям об увеличении суммарной радиации и радиационного баланса при частичной облачности из-за переотражения от облаков, когда диск солнца остается открытым.

В дневные часы максимальные значения радиационного баланса отмечались в Кисловодске (450 Вт/м^2), а минимальные на плато Шаджатмаз (60 Вт/м^2). При этом радиационный баланс в Кисловодске очень изменчив по сравнению с показателями на станции Мир. Как видно из рис. 1.3.4, разница между суммарной и отраженной коротковолновой радиацией больше на метеоплощадке в Кисловодске. При этом разница между ДНР и ДВР примерно одинакова, чем объясняется максимальное значение радиационного баланса в данной точке. Обратная ситуация на плато Шаджатмаз. Здесь при малой разнице ДНР и ДВР наблюдается минимальная разница между суммарной и отраженной коротковолновой радиацией. При этом только на плато Шаджатмаз значения радиационного баланса

в течение практически всего периода были отрицательные, что является следствием низких значений баланса коротковолновой радиации при сопоставимом с другими точками уровне длинноволнового баланса.

Значение альbedo в Кисловодске непостоянно и не имеет определенной закономерности. Это может быть связано с влиянием городской среды на метеорологическую площадку — быстрым таянием и образованием снежного покрова. Резкое повышение альbedo (с 30 до 50%) 1 февраля связано со снегопадом в зоне холодного фронта (см. главу 1). Среднее значение альbedo на метеорологической площадке в Кисловодске составило 27%. На площадке станции канатной дороги Мир величины альbedo практически не меняются и колеблются от 49 до 53%. Это связано с ее положением на южном склоне Эльбруса, где в течение всего периода наблюдений лежал сплошной снежный покров, толщина которого периодически менялась в результате выпадения и переметания снега. Среднее значение альbedo на площадке на плато Шаджатмаз составляло 84% и практически не менялось.

Максимальные значения отраженной коротковолновой радиации наблюдались на плато Шаджатмаз, расположенном ниже станции канатной дороги Мир. С ростом абсолютной высоты уменьшаются значения и колебания потоков длинноволновой радиации (около 300 Вт/м²). Итоговый радиационный баланс в ясные и малооблачные дни был максимальным в Кисловодске. В пасмурных условиях значения на Мире и в Кисловодске были схожи. Минимальных значений радиационный баланс достигал на плато Шаджатмаз.

Оценки длинноволновой нисходящей радиации по данным о температуре воздуха и влагосодержании

Зимой 2018 г. длинноволновая нисходящая радиация (ДНР), зависящая от температуры воздуха, влагосодержания и облачности, измерялась на всех трех точках с помощью датчиков Kipp&Zonen. Но расчет ДНР производился только по данным со станции Мир. Это связано с отсутствием надежных дан-

ных по влажности на станциях Кисловодск и Шаджатмаз. Для исключения влияния облачности расчеты проводились только по срокам с полностью открытым диском Солнца, т.е. 31 января и 3 февраля. Измерения влагосодержания на станции канатной дороги Мир были выполнены с помощью фотометра Microtops II.

Для расчетов использовалась следующая зависимость длинноволновой радиации от температуры воздуха и влагосодержанием атмосферы:

$$E_a = AT + BW + C, \tag{1.12}$$

где $A = 2,722$, $B = 28,53$, $C = 209,5$ — эмпирические коэффициенты, T — температура воздуха (°C), W — влагосодержание (мм), E_a — длинноволновая нисходящая радиация ДНР, Вт/м². Данная формула была получена в Метеорологической обсерватории МГУ (МО МГУ) с помощью инфракрасного радиометра (пиргеометра Эппли) модели PIR (*Незваль и др., 2012*). Для уточнения данной формулы между всеми составляющими (температура, влагосодержание, ДНР) была выполнена оценка линейной корреляции. Использовались данные, полученные непосредственно в точках наблюдения. Нормированные коэффициенты корреляции приведены в табл. 1.3.2. Отчетливо прослеживается существенное влияние обоих факторов на величину ДНР.

Таблица 1.3.2

Матрица коэффициентов корреляции между температурой воздуха t , влагосодержанием атмосферы W и ДНР

	t	W	ДНР
t	1	0,44	0,98
W		1	0,43
ДНР			1

На рис. 1.3.5. приведены данные измеренных с помощью радиометров Kipp&Zonen значений ДНР и рассчитанных по формуле (1.12). Отмечается расхождение, которое определяется локальными особенностями температурных профилей и высотой местности. Вместе с тем заметна тесная связь температуры и влагосодержания с ДНР. На этом основании с помощью метода множественной линейной регрессии на основе измеренных данных о температуре воздуха, влагосодержании атмосферы и ДНР были получены коэффициенты для формулы расчета ДНР:

$$E_a = X \cdot T + Y \cdot W + Z, \quad (1.13)$$

где $X = 2,803$, $Y = 0,253$, $Z = 199,916$ — эмпирические коэффициенты, определенные регрессионным способом, T — температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$), W — влагосодержание (см), E_a — ДНР.

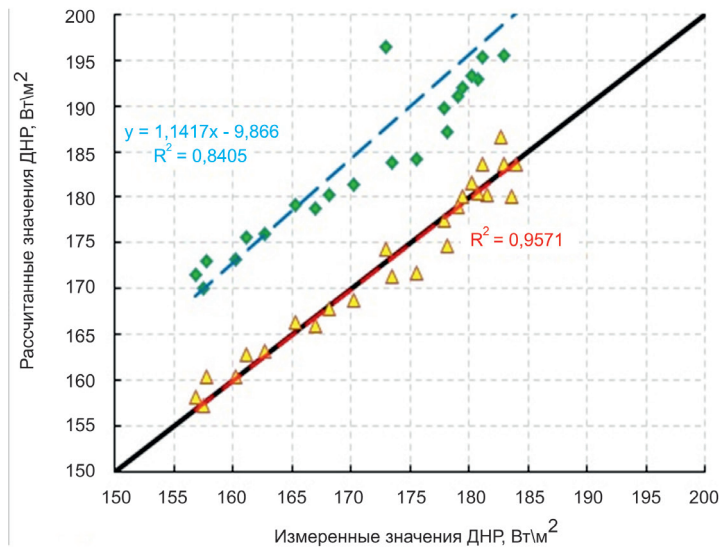


Рис. 1.3.5. Сопоставление измеренных и рассчитанных по формулам 1.12 (зеленые ромбы) и 1.13 (желтые треугольники) значений ДНР за 31 января

Графическое изображение формулы (1.13) также представлено на рис. 1.3.5, по которому видно, что линейная зависимость между измеренными и расчетными значениями ДНР практически идеальна ($R^2 = 0,9588$). В условиях нехватки данных радиационных измерений полученная зависимость может в дальнейшем широко применяться для расчетов ДНР в Приэльбрусье.

Пространственная изменчивость проходящей коротковолновой радиации

Корректная оценка слоя абляции горных ледников невозможна без учета распределения проходящей солнечной радиации в зависимости от экспозиции склона, его крутизны и закрытости горизонта. Исключительная важность этих факторов известна давно, поэтому в работах, посвященных расчетам радиационного баланса горных ледников, они всегда учитывались (Черкасов, 1980). Интенсивное развитие моделей переноса лучистой энергии позволяет учитывать не только орографическую составляющую, но и спектральные особенности поглощения коротковолновой радиации и зависимости коротковолнового баланса от высоты ледниковой поверхности. Для оценки пространственных вариаций коротковолновых потоков радиации на поверхности Эльбруса использовался радиационный алгоритм CLIRAD(FC 05)-SW (Fomin, Correa, 2005). В данном алгоритме спектр разбит на 3 полосы в УФ и видимой области ($<0,7$ мкм) и 5 полос в ближнем ИК-диапазоне ($>0,7$ мкм). Учитывается поглощение радиации водяным паром (H_2O), озоном (O_3), кислородом (O_2) и углекислым газом (CO_2). Коэффициенты отражения и пропускания каждого слоя атмосферы вычисляются с использованием приближения δ -Эддингтона. Погрешности расчета суммарной радиации при малых значениях аэрозольной оптической толщины не превышают 2% (Полохов и др., 2017).

Экспериментальный расчет суммарной солнечной радиации производился для июля с дискретностью 30 мин. В алгоритме учитываются изменения высоты рельефа (рис. 1.3.6, а). Для уточнения оценок радиации на склоны использовались хорошо известные

зависимости (Müller, Scherer, 2005). Поступление прямой радиации на наклонную поверхность склона определялось как:

$$S_s = S \left(\frac{1}{\sin \Theta_s} \right) \left(\frac{1}{\cos \Theta_N} \right) mask_{shadow} \left[\cos \Theta_N \sin \Theta_s + \sin \Theta_N \cos \Theta_s \cos(\phi_s - \phi_N) \right], \quad (1.14)$$

где S_s — прямая радиация на наклонную поверхность, S — прямая радиация на перпендикулярную солнечным лучам площадку, Θ_s — высота Солнца, Θ_N — угол наклона склона, ϕ_s — азимут Солнца, ϕ_N — экспозиция склона. Азимуты были рассчитаны от направления на юг по часовой стрелке. Для задания наличия или отсутствия тени использовалась следующая бинарная маска:

$$mask_{shadow} = \begin{cases} 0, & \text{если тень есть} \\ 1, & \text{если тени нет} \end{cases}. \quad (1.15)$$

Таким образом, влияние ориентации и формы склонов на прямую радиацию учитывалось с помощью следующего корректирующего фактора:

$$S_s = S mask_{shadow} \left[1 + \frac{\tan \Theta_N}{\tan \Theta_s} \cos(\phi_s - \phi_N) \right]. \quad (1.16)$$

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

$$D_s = D^* svf + R(1 - svf), \quad (1.17)$$

где D_s — рассеянная радиация с учетом закрытости горизонта, D — рассеянная радиация, R — отраженная радиация, svf — закрытость горизонта, выраженная в долях единицы. SVF определяет, какая часть небосвода в данной точке открыта (рис. 1.3.6, б).

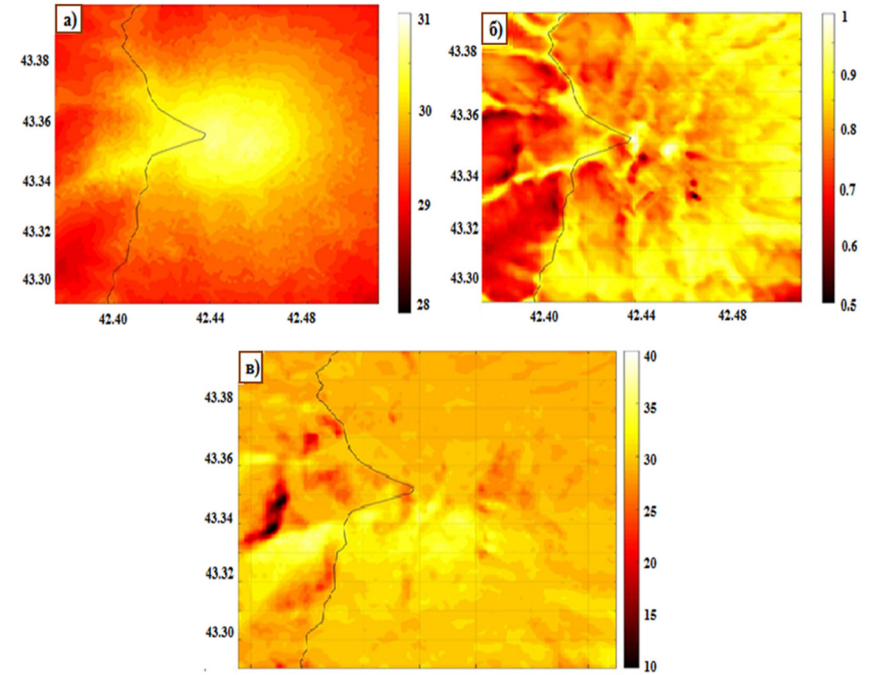


Рис. 1.3.6. Пространственная изменчивость характеристик приходящей солнечной радиации в июле для района Эльбруса: а) суточная сумма с учетом рельефа, МДж/м²; б) закрытость горизонта (sky view factor); в) суточная сумма с учетом закрытости горизонта

Максимальное количество радиации приходит на южный макросклон Эльбруса — в среднем на 5–10 МДж/м² за сутки больше, чем на северный. В эквиваленте затрат тепла на таяние это означает дополнительные 15–30 мм в.э., или 30–50 % от среднего слоя стаивания для региона. Также есть участки с большой закрытостью горизонта, для которых суточная сумма радиации составляет меньше 10 МДж/м². В основном это участки склонов северной или западной экспозиции.

Тепловой баланс ледников

Особенности теплового баланса в зоне абляции

Оценки нерадикационных компонент теплового баланса на ледниках Приэльбрусья и Эльбруса в зоне абляции проводились неоднократно. Наиболее полные результаты были получены на леднике Джанкуат, расположенном в 25 км от Эльбруса и находящемся в тех же гляциоклиматических условиях. На рис. 1.3.7 приведены примеры межсуточной изменчивости компонент теплового баланса в верхней части области абляции (IV морфологической зоне) ледника Джанкуат, которые были рассчитаны с по-

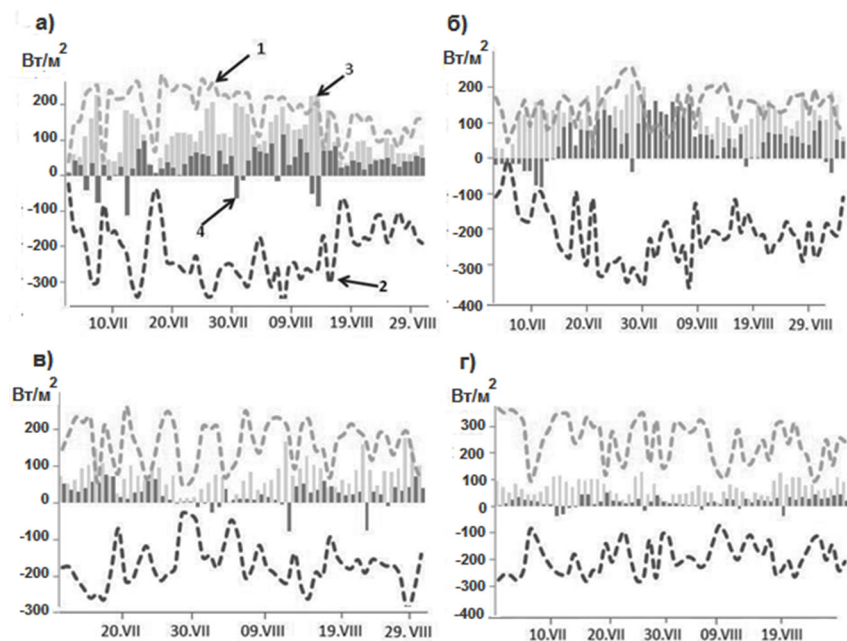


Рис. 1.3.7. Временной ход компонент теплового баланса ($Вт/м^2$) на леднике Джанкуат в период активной абляции (июль – август) в: а) 2007 г.; б) 2008 г.; в) 2013 г.; г) 2014 г.; 1 – радиационный баланс, 2 – затраты тепла на таяние, 3 – турбулентный теплообмен, 4 – затраты тепла на испарение (Торопов и др., 2018)

мощью метода аэродинамических формул. Во всех выбранных случаях во временном ходе компонент теплового баланса прослеживается 3–7-суточная периодичность, соответствующая типичному периоду синоптической изменчивости, которая в условиях высокогорного района Кавказа проявляется в режиме облачности, а значит, и радиационного баланса.

В год со значительной повторяемостью малооблачных условий (например, 2014 г., рис. 1.3.7, г) коэффициент корреляции между среднесуточными затратами тепла на таяние и радиационным балансом составил $-0,94$, тогда как в условиях наиболее облачного сезона абляции (2008 г.) он не превышал значение $-0,6$. В остальные годы коэффициент корреляции колебался в диапазоне от $-0,6$ до $-0,81$. Менее изменчивая связь прослеживается между затратами тепла на таяние и турбулентным теплообменом – нормированный коэффициент корреляции меняется в диапазоне от $-0,7$ до $-0,85$. Статистически значимая связь между величиной потока тепла за счет конденсации водяного пара на поверхности ледника и затратами тепла на таяние была выявлена только для 2008 г. и составила $-0,64$.

Средние величины компонент радиационного баланса и соответствующих им метеорологических величин за период 2007–2015 гг. приведены в табл. 1.3.3. На леднике Джанкуат наименьшей межгодовой и межсуточной изменчивостью характеризуется скорость ветра: межгодовая изменчивость не превышает 1 м/с. Эта стабильность объясняется преобладанием ледникового ветра, который отмечается в зоне абляции Джанкуата в 80 % случаев. Сравнительно небольшая межгодовая изменчивость отмечается и для относительной влажности (около 10 %), хотя межсуточная изменчивость этой величины может быть значительной (минимальные значения во время фенон достигают 13–18 %). Температура воздуха на уровне 2 м над поверхностью более изменчива. В среднем за сезон абляции она составляет $+7,5$ °С, однако среднеквадратическое отклонение достигает $2,3$ °С. Межгодовая изменчивость температуры тесно связана с изменчивостью входящей коротковолновой радиации, а значит, и с затратами тепла на таяние.

Среднесуточные метеорологические величины на леднике Джанкуат, в 2007–2015 гг., средненые за периоды наиболее интенсивной абляции за 2007–2015 гг. В скобках даны стандартные отклонения соответствующих величин. По: (Торопов и др., 2018)

Год	Основные метеорологические величины						Составляющие радиационного баланса						Характеристики таяния*	
	Температура воздуха Т, °С		Относительная влажность F, %		Скорость ветра U, м/с		SW+	SW-	LW+	LW-	M, Вт/м ²	H, мм		
	сред.	мин.	макс.	сред.	мин.	макс.								
2007	8,0 (±2,6)	0,4	13,5	66 (±19)	13	8,4	247 (±99)	68 (±39)	280 (±27)	314 (±3)	-302 (±130)	-3960		
2008	8,1 (±2,1)	2,3	13,9	72 (±15)	24	9,3	237 (±105)	88 (±58)	291 (±26)	315 (±4)	-276 (±105)	-2840		
2009	6,0 (±2,5)	-0,5	14,2	76 (±13)	36	9,0	225 (±88)	71 (±48)	286 (±29)	313 (±8)	-234 (±110)	-2740		
2010	8,3 (±2,2)	2,9	15,2	68 (±14)	31	8,5	265 (±84)	43 (±15)	293 (±21)	317 (±5)	-300 (±100)	-3300		
2012	7,7 (±2,0)	1,7	15,2	71 (±15)	31	7,9	267 (±104)	57 (±25)	290 (±19)	323 (±3)	-290 (±117)	-3550		
2013	5,0 (±2,2)	-0,7	10,7	77 (±12)	40	10,5	225 (±98)	53 (±30)	300 (±22)	325 (±4)	-235 (±121)	-2420		
2014	7,6 (±2,1)	2,4	14,7	67 (±16)	18	8,3	274 (±111)	47 (±18)	306 (±18)	293 (±6)	-308 (±133)	-3710		
2015	8,8 (±2,8)	-0,1	17,9	65 (±17)	15	8,9	308 (±78)	75 (±22)	357 (±10)	332 (±5)	-322 (±105)	-3754		
Среднее	7,5 (±2,3)	1,1	14,4	70 (±17)	25	8,9	231 (±94)	63 (±25)	300 (±10)	317 (±5)	-283 (±116)	-3276		

* В качестве характеристик таяния даны среднесуточные затраты тепла на таяние льда M и сумма абляции за соответствующий год H.

Суммарные компоненты теплового баланса (мДж/м²) на леднике Джанкуат в период наиболее высокой абляции за 2007–2015 гг.: SW⁺ — нисходящий (суммарный) поток коротковолновой радиации; SW⁻ — восходящий (отраженный) поток коротковолновой радиации; LW⁺ — длинноволновое излучение атмосферы; LW⁻ — длинноволновое излучение поверхности ледника; A — альбедо поверхности; R — радиационный баланс (в скобках указан его вклад в таяние согласно расчетам (первое значение) и на основе измерений (второе значение)); H и LE — турбулентные потоки тепла и влаги соответственно (в скобках указаны их вклады в таяние согласно расчетам); Q_{met}⁰ — рассчитанные затраты тепла на таяние; Q_{met}⁰ — затраты тепла на таяние, полученные на основе натурных данных. По: (Торопов и др., 2018)

Год	SW ⁺	SW ⁻	LW ⁺	LW ⁻	A, %	R	H	LE	Q _{met} ⁰
2007	26,1	4,9	24,6	27,3	19	185 (57–71)	11,3 (35)	2,6 (8)	-32,4 -26,2
2008	21,8	7,1	26,0	27,5	32	13,2 (48–58)	11,2 (41)	3,0 (11)	-27,4 -23,9
2009	20,2	4,7	26,1	27,3	23	14,3 (58–71)	7,6 (31)	2,9 (12)	-24,8 -20,2
2010	22,5	4,0	25,6	27,4	18	16,7 (54–65)	11,5 (37)	3,0 (10)	-31,2 -25,8
2012	22,9	4,9	25,1	27,9	21	15,2 (51–60)	11,5 (39)	3,0 (10)	-29,7 -25,2
2013	20,7	4,9	26,2	27,9	24	14,1 (61–70)	6,2 (27)	2,9 (12)	-23,2 -20,2
2014	24,2	4,5	26,4	25,3	19	20,8 (73–78)	5,1 (18)	2,6 (9)	-28,5 -26,6
2015	26,2	6,4	28,9	26,7	24	22,4 (69–80)	7,4 (23)	2,7 (8)	-32,5 -27,9
Среднее	23,1	5,2	27,2	27,2	23	16,9 (59–69)	9,0 (31)	2,8 (10)	-28,7 -24,5

В табл. 1.3.4 приведены суммы компонентов радиационного баланса за период максимальной абляции. Минимумы приходящей коротковолновой радиации и радиационного баланса проявляются в 2009 и 2013 гг. Как видно из табл. 1.3.3, этим годам соответствуют отрицательные аномалии температуры, осредненной за этот же период. Интересным исключением является 2008 г., для которого характерна минимальная за рассматриваемый период сумма радиационного баланса (13,2 мДж/м²), но при этом температура воздуха составляет +8,1 °С, что выше среднего многолетнего значения на 0,6 °С. Это связано с ролью синоптических процессов в формировании температурного режима: циклонический характер погоды в сезон абляции 2008 г. обусловил высокую повторяемость облачных дней и при этом частую адвекцию теплого воздуха из тропических широт. Отмечается также значительная изменчивость альbedo в точке наблюдений в пределах зоны абляции: при среднем значении 23% средние сезонные значения варьируют от 18 до 32%. Оценка пространственно-временной изменчивости альbedo, связанная со снегопадами разной интенсивности в начальный и конечный период сезона абляции (Волошина, 2001), а также оценка роли осажженного атмосферного аэрозоля (Lim et al., 2017) являются важными проблемами в тепло-балансовых задачах гляциологии. Измерения в одной точке, анализируемые в данной работе, имеют физический смысл, однако не отражают в полной мере вариации потока отраженной радиации.

Межгодовая изменчивость структуры теплового баланса ледника Джанкуат хорошо видна на рис. 1.3.8, а. Максимальные значения слоя абляции даже на основе такой короткой выборки не всегда тесно связаны со средней температурой воздуха. Выделяются два характерных типа распределения вклада различных факторов. Первый тип характеризуется доминирующей ролью радиационного баланса (до 70–80%). Второй тип — соизмеримым вкладом в таяние радиационного баланса (50–65%) и турбулентного потока тепла (30–40%). Этот тип всегда отмечается на фоне положительной аномалии температуры в период активной абляции, в то время как первый может наблюдаться как на фоне аномально теплого (2007, 2015 гг.), так и на фоне аномально холодного (2009, 2013 гг.)

сезонов. Это объясняется тем, что вклад радиационного фактора в таяние определяется приходящей коротковолновой радиацией, которая зависит от облачности. Высокая доля турбулентного потока тепла отмечается в годы, когда температура воздуха устойчиво выше нормы, поэтому градиент температуры в приземном слое воздуха выше среднего. Такая ситуация может наблюдаться в любых синоптических условиях.

Таблица 1.3.5

Средний вклад основных компонент теплового баланса в таяние ледников умеренных широт (Q_{melt}) в процентах, % в сравнении с ледником Джанкуат (Торопов и др., 2018)*: R — радиационный баланс; H — турбулентный теплообмен, LE — тепловой эквивалент конденсации (со знаком +) и затраты тепла на испарение (со знаком –); Δ — невязка между Q_{melt} и R+H+LE, возникающая за счет ошибок измерений, а также недоучета величин в уравн. (1.8)

Характеристика ледника		R	H	LE	Q _{melt}	Δ
Название	Высота					
Kesselwandferner (Альпы)	3240	54	62	-8	-100	-8
Ewigshneefeld (Альпы)	3366	93	9	-4	-98	0
Aletschgletscher (Альпы)	2220	71	21	8	-100	0
Медвежий (Памир)	3050	95	5	-3	-97	3
Малый Актру (Алтай)	2340	82	15	3	-100	0
Марух (Кавказ)	2910	98	1	1	-100	-1
Гарабаши (Кавказ)	3500	82	18	-9	-91	-9
Джанкуат (Кавказ)*	2950	69	31	10	-100	-10
Ampere glacier (Кергелен)	550	58	25	16	-99	-1
Moreno (Анды)	480	47	50	1	-98	-2
Tyndall (Анды)	620	60	34	5	-99	-1

* Результаты по леднику Джанкуат получены авторами, данные по альпийским ледникам заимствованы из работы (Ohtsura, 2001); по ледникам Медвежий, Малый Актру и Марух — из (Волошина, 2001); по леднику Ampere glacier — (Poggi, 1977); по ледникам Moreno и Tyndall — (Takeuchi et al., 1999).

В табл. 1.3.5 дано сравнение результатов, полученных нами в данной работе, с данными других авторов по горным ледникам умеренной климатической зоны (*Ohmura, 2001; Wheler et al., 2014; Poggi, 1977; Волошина, 2001; Takeuchi et al., 1999*). Превалирующая роль радиационного баланса характерна для ледников в диапазоне высот 2200–3200 м, тогда как для ледников, расположенных на высотах ниже 1000 м, не менее важен вклад турбулентного теплообмена за счет большей по сравнению с высокогорьем разницы между температурой поверхности ледника и приземного воздуха. В целом для оледенения Центрального Кавказа на примере ледников Гарабаши и Джанкуат вклад радиационной компоненты в таяние составляет 70–80%, турбулентного потока тепла – 20–30%, а вот величина LE может быть как положительной, так и отрицательной (на леднике Гарабаши преобладают затраты тепла на испарение, в то время как на Джанкуате – теплота конденсации). Данные по леднику Марух интерпретировать достаточно сложно: речь

идет об абсолютном преобладании радиационного баланса (98%), которое в (*Волошина, 2001*) не комментируется. Возможно, такая необычная структура теплового баланса связана с преобладанием дневных измерений и с недостаточным объемом выборки.

На рис. 1.3.8, б представлен осредненный за весь период наблюдения суточный ход компонент теплового баланса на леднике Джанкуат. В ночные часы таяние полностью определяется турбулентным теплообменом, который особенно велик в случае фенів. Этот известный эффект, называемый «катабатическим добавком», описан, в частности, в работе (*Broeke, 1997*) и в определенных синоптических ситуациях может давать существенный вклад в таяние ледников Эльбруса.

Анализ данных масс-балансовых наблюдений на Джанкуате за 1969–2015 гг. показал, что резкая деградация ледника в последние 20 лет связана, прежде всего, с аномалиями абляции, а значит, с особенностями метеорологического режима в летний сезон.

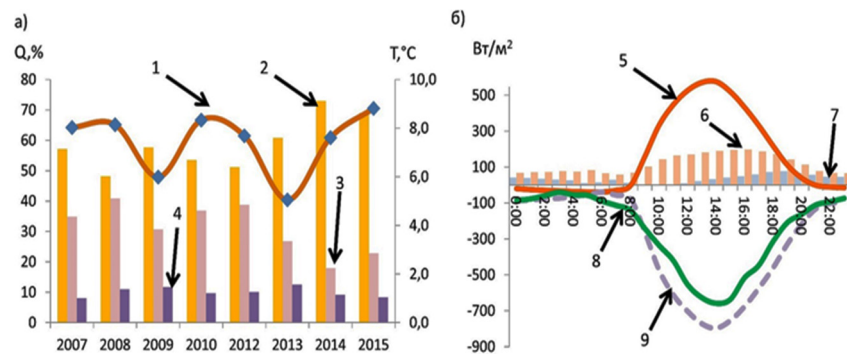


Рис. 1.3.8. Структура теплового баланса ледника Джанкуат в июле-августе: а) в среднем за периоды интенсивной абляции в 2007–2015 гг. (1 – средняя суточная температура воздуха, 2 – вклад радиационного баланса, 3 – вклад турбулентного потока тепла, 4 – вклад теплоты конденсации); б) – осредненный за все сезоны абляции суточный ход компонент теплового баланса (5 – радиационный баланс, 6 – турбулентный поток тепла, 7 – теплота конденсации на поверхность ледника, 8 – затраты тепла на таяние по натурным данным, 9 – рассчитанные затраты тепла на таяние)

Особенности теплового баланса в зоне аккумуляции

Особенности теплового баланса в области аккумуляции ледников Эльбруса могут быть рассмотрены на примере Западного плато. На рис. 1.3.9, б, в представлена временная изменчивость компонент теплового баланса, в том числе турбулентных потоков тепла, влаги и диффузии тепла в толще снега. Хорошо видно, что в условиях Западного плато главным фактором, определяющим тепловой бюджет снежной поверхности, служит радиационный баланс. В верхней части области аккумуляции ледников Эльбруса турбулентный теплообмен чаще способствует выхолаживанию поверхности, отводя от нее в среднем около 15% энергии радиационного баланса, тогда как в зоне абляции горных ледников умеренных и субтропических широт вклад потока явного тепла в таяние может достигать 20–30% (*Торопов и др., 2018; Волошина, 2001*). Так происходит потому, что летом на Западном плато повторяемость неустойчивой стратификации, судя по выполненным нами измерениям, примерно на 20–25% выше, чем безразличной и устойчивой. Поверхность достаточно часто прогревается

до точки таяния ($0\text{ }^{\circ}\text{C}$), тогда как температура воздуха даже на высоте $0,25\text{ м}$ остается отрицательной. Еще больше энергии затрачивается на испарение жидкой фазы с поверхности снега, поскольку воздух на уровне шероховатости над снежной поверхностью всегда оказывается близким к состоянию насыщения, т.е. поток влаги направлен от снежной поверхности к атмосфере. Величина затрат тепла на испарение LE в условиях Западного плато составляет примерно половину от радиационного баланса. Диффузия тепла в снежном покрове невелика (суточная сумма в среднем составляет $0,1\text{ мДж/м}^2$) и в дневные часы направлена от поверхности в толщу снега, а в ночные, наоборот, к поверхности. Дополнительным источником тепла в толще снега в ночные часы является процесс замерзания жидкой фазы воды. В целом типичный диапазон значений компонент теплового баланса в околополуденные часы следующий: радиационный баланс $150\text{--}350\text{ Вт/м}^2$, поток явного тепла $30\text{--}80\text{ Вт/м}^2$, поток скрытого тепла $-20\text{...}-60\text{ Вт/м}^2$, поток тепла в толщу снега $-20\text{...}-40\text{ Вт/м}^2$. В ночные часы радиационный баланс чаще всего варьирует в диапазоне $0\text{...}-60\text{ Вт/м}^2$, поток явного тепла $-20\text{...}+70\text{ Вт/м}^2$, поток скрытого тепла $-20\text{...}+20\text{ Вт/м}^2$, поток тепла в снежной толще $20\text{--}30\text{ Вт/м}^2$.

Несмотря на явное преобладание радиационного баланса, роль потоков тепла и затрат на испарение в определенных условиях может быть значительной, как усиливая, так и ослабляя радиационный эффект (рис. 1.3.9, а, табл. 1.3.6). Такими условиями могут быть сильный ветер, вторжение холодного или аномально сухого воздуха.

Одним из важных результатов измерений и расчетов компонентов теплового баланса ледников в зоне аккумуляции является количественная оценка возможной потери массы за счет испарения талой воды в поверхностном слое снежного покрова. Эти оценки были проведены как результирующая величина между радиационным балансом, потоками явного и скрытого тепла и диффузией тепла в толщу снега. В табл. 1.3.6 видно, что в отдельные дни (прежде всего при облачной погоде с интенсивными осадками) тепловой баланс поверхности снежного покрова был отрицательным, т.е. тепло практически не затрачивалось на таяние (3–5 июля и 13–15 июля).

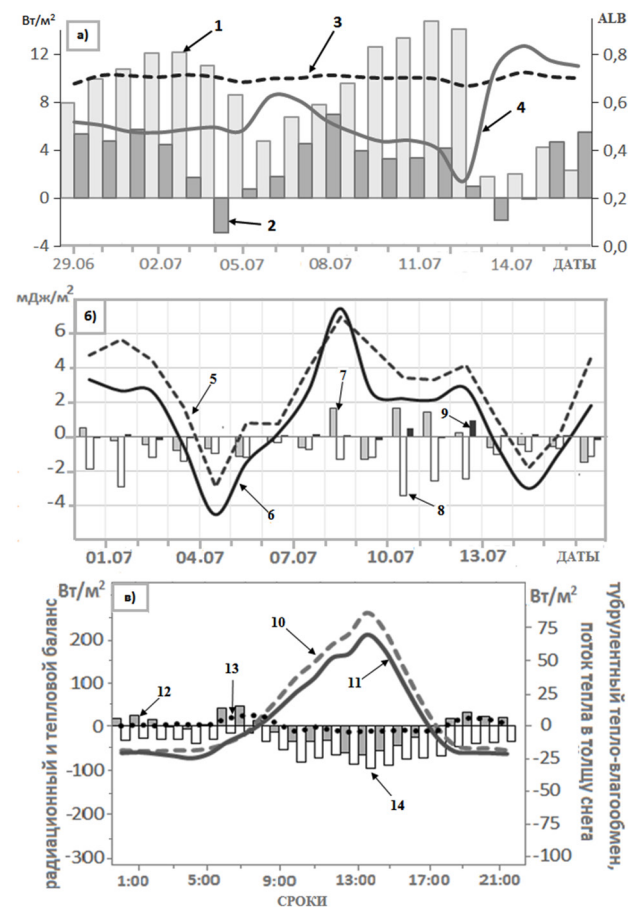


Рис. 1.3.9. Структура теплового баланса: а) радиационный баланс (2) и альbedo поверхности (3) на Западном плато в сравнении с радиационным балансом (1) и альbedo (4) на леднике Гарабаши; б) суточные суммы компонент теплового баланса на Западном плато: 5 — радиационный баланс, 6 — тепловой баланс, 7 — поток явного тепла, 8 — поток скрытого тепла, 9 — диффузия тепла в толщу снега; в) осредненный за 20 суток суточный ход компонент теплового баланса: 10 — радиационный баланс, 11 — тепловой баланс, 12 — поток явного тепла, 13 — диффузия тепла в толщу снега, 14 — поток скрытого тепла

Таблица 1.3.6

Средние и экстремальные характеристики теплового баланса на Западном плато Эльбруса за период 25.06.2018 – 17.07.2018

Оценка	Компоненты теплового баланса							
	SW ⁺	SW ⁻	LW ⁺	LW ⁻	H	LE	G	TB
Максимальное значение, Вт/м ²	1315		282	289	116	31	35	700
Минимальное значение, Вт/м ²		1105	149	229	-105	-139	-22	-178
Максимальная суточная сумма, МДж/м ²	35,9	25,6	18,0	23,7	1,7	-0,3	0,5	7,5
Минимальная суточная сумма, МДж/м ²	9,5	6,7	17,2	21,1	-1,5	-2,9	-0,2	-4,5
Средняя суточная сумма, МДж/м ²	27,2	19,2	17,6	22,8	-0,2	-1,5	0,1	1,2

Вместе с тем в некоторые сутки отмечались очень высокие значения теплового баланса – суточные суммы превышали 3 МДж/м². Максимальная суточная сумма теплового баланса за отмеченный период составила 7,5 МДж/м², что эквивалентно таянию 0,11 м снежного покрова (или примерно 20 мм в.э. при средней плотности снега 0,15 кг/м³). В среднем слой стаивания, рассчитанный на основе метода теплового баланса, составил 49 см снежной толщи, или 78 мм в.э. При этом суммарный прирост снежного покрова, зафиксированный по речному полю, составил 52 см. Эта величина является результирующей всех процессов, определяющих аккумуляцию, – осадков, метелевого переноса, испарения жидкой фазы, возгонки, гравитационного уплотнения и т.д. Это означает, что если в качестве основных процессов, определяющих аккумуляцию принять таяние, испарение/возгонку и выпадение осадков (предполагая, что метелевый перенос нивелируется по данным измерений на речном поле), то окажется, что за три недели наблюдений

на Западном плато выпало около 152 мм осадков. Эта оценка является весьма приближенной в силу погрешностей оценки плотности, а также формального исключения метелевого переноса на основании измерений по четырем вешкам речного поля. За этот же период в долине р. Баксан выпали обильные осадки: по данным м/с Терскол их сумма за этот же промежуток времени достигла 100 мм.

Согласно расчетам, основанным на данных наблюдений 2018 г., в жидкую фазу превратилось 74 мм в.э. снега (или 49 см снежной толщи), однако из растаявшей влаги испарилось лишь 12 мм. Оставшиеся 62 мм диффундировали в толщу снега, где повторно замерзали, о чем свидетельствует выделение тепла в приповерхностном слое снега в ночные часы (рис 1.3.9, б). Таким образом, величина потерь снежной массы связана прежде всего с испарением жидкой фазы, величина которой составила 12 мм за 20 суток.

Глава 4

Оледенение Кавказа и современное глобальное потепление

П.А. Торопов, М.А. Алешина

Тенденции современных изменений ледников Кавказа

В работе (Tielidze, Wheate, 2018) показано, что до начала современной дегляциации в 1960 г. на Большом Кавказе насчитывалось 2349 ледников с общей площадью поверхности $1674,9 \pm 70,4$ км². К 1986 г. интегральная площадь поверхности ледников уменьшилось до $1482,1 \pm 64,4$ км², т. е. уже 30 лет назад уменьшение было статистически значимым — свое существование прекратили 140 ледников. За последние 26 лет (1986–2014) площадь оледенения сократилась до $1193,2 \pm 54,0$ км² — почти на 29% по сравнению с 1960 г. В период 1960–1986 гг. коэффициент линейного тренда дегляциации составлял в среднем 0,44% в год, тогда как после 1986 г. он увеличился до 0,69% в год. В настоящее время на Кавказе насчитывается 2020 ледников, на 9% меньше, чем в 1960 г.

Похожие результаты получаются и по результатам моделирования глобального горного оледенения (Huss, Hock, 2015; Hock et al., 2019) на основе результатов сценариев ИРСС. Показано, что даже в случае реализации относительно мягкого сценария RCP2.6 к 2100 г. объем оледенения Кавказа уменьшится по сравнению с базовым периодом (1950–1980) на 60–80%, а в случае реализации сценария RCP8.5 оледенение Кавказа прекратит свое существование. Такими же узвими, согласно (ИРСС 2019), являются лед-

никовые системы Альп, Скандинавских гор и Канадских Кордильер. Высокая чувствительность оледенения к климатическому воздействию в этих горных странах связана с относительно небольшими объемами льда. Свою роль играют региональные климатические факторы, которые могут усиливать воздействие глобального потепления.

На рис. 1.4.1, а представлены данные об изменении компонентов баланса массы репрезентативных ледников Джанкуат и Гарабаши в сочетании со средней сезонной температурой и осадками на ближайшей метеостанции Терскол. С начала XXI в. баланс массы ледника Джанкуат отрицательный, причем отмечается статистически значимый тренд. За последние 15 лет среднее значение баланса массы составляет $-0,5 (\pm 0,025)$ м в.э., при этом величина стандартного отклонения (σ), вычисленная по всему ряду наблюдений, составляет по модулю 0,35 м в.э. Таким образом, средняя величина баланса массы за период 2000–2015 гг. выходит за пределы естественной изменчивости. На рис. 1.4.1, б показана межгодовая изменчивость слоя аккумуляции. Его средняя величина уменьшилась примерно на 0,16 м в.э., а величина аномалии не вышла за пределы естественной изменчивости (за период 1967–2015 гг. $|\sigma| = 200$ мм). Ряд данных по аккумуляции хорошо коррелирует с рядом по зимним осадкам: нормированный коэффициент корреляции составляет 0,74. В большинстве случаев аномалии аккумуляции хорошо согласуются с аномалиями зимних осадков. В четырех случаях (зимние сезоны 1969/70, 1999/2000, 2007/08, 2005/06 гг.) положительные аномалии осадков не отразились на аккумуляции, а как минимум в двух случаях (1977/78, 1994/95 гг.) наблюдалась обратная ситуация: на фоне сравнительно небольшого количества осадков наблюдалась положительная аномалия аккумуляции. Эти расхождения в первую очередь связаны с ролью лавин, радиационного баланса, положительная аномалия которого может увеличивать слой сублимации (особенно весной), а также с разностью абсолютных высот области аккумуляции ледника Гарабаши и метеостанции Терскол. Тем не менее высокое значение коэффициента корреляции (0,74) позволяет считать осадки основным фактором формирования слоя аккумуляции.

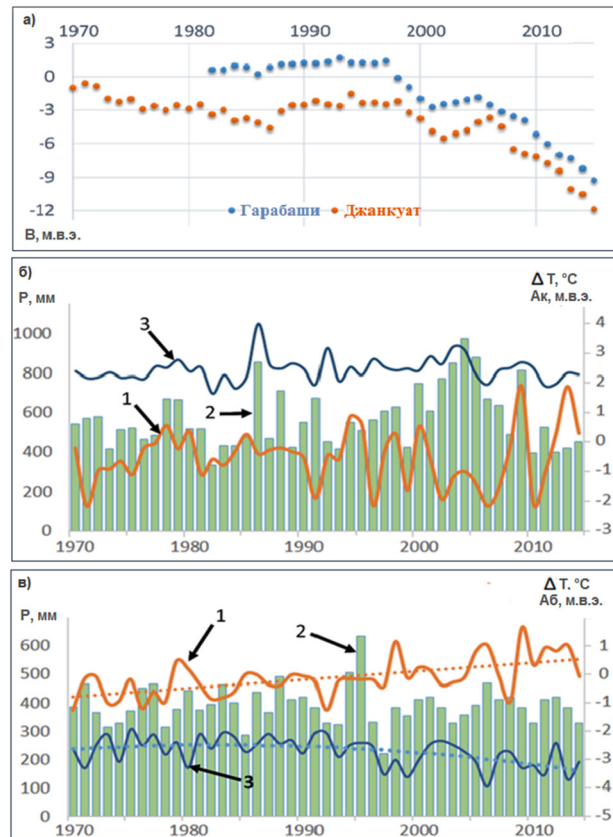


Рис. 1.4.1. а) кумулятивные кривые баланса массы (В, м.в.э.) ледников Джанкуат (Toropov et al., 2018) и Гарабаши (Nosenko et al., 2013) б) аномалии слоя аккумуляции (Ак, м.в.э.) ледника Джанкуат (3), соответствующие им суммы осадков Р, мм за холодный период (ноябрь–апрель) (2), и аномалии температуры ΔT °С за холодный период (1) по ближайшей метеостанции Терскол; в) аномалии слоя абляции ледника Джанкуат (3), (Ак, м.в.э), и соответствующие им аномалии осадков Р мм (2), и температуры воздуха ΔT °С (1) за теплый период (май – октябрь), аномалии температуры и осадков представлены в абсолютных отклонениях от среднего за 1967–2015 гг.; пунктиром показаны статистически значимые тренды

На рис. 1.4.1, в видно, что основной причиной деградации ледника Гарабаши в последние десятилетия является интенсивная абляция, которой соответствует череда положительных аномалий средней летней температуры. По данным метеостанции Терскол, до 1981 г. величина аномалии колебалась в пределах $\pm 0,5$ °С, а в последние 30 лет преобладают положительные аномалии летней температуры, причем в 8 случаях они превысили 1 °С, а в трех случаях — достигли экстремального уровня, превышая 2 °С (в 2006, 2010, 2014 гг.). Коэффициент корреляции между сезонным слоем абляции и средней летней температурой равен 0,64 и является значимым. Однако его величина не позволяет считать температурный фактор единственной причиной экстремального сокращения ледников. Например, в 1979 и 1992 гг. ярко выраженные положительные аномалии температуры не привели к интенсивному таянию: аномалии слоя абляции были даже ниже среднего значения (по модулю). С другой стороны, серия отрицательных аномалий летней температуры в период 1969–1978 гг. не приводила к существенному уменьшению слоя стаивания. Очевидно, что помимо температурного форсинга значительную (а в некоторых случаях ведущую) роль играет радиационный баланс, регулируемый режимом облачности.

В условиях климата Кавказа даже при температурных условиях, близких к нормальным, при малооблачной погоде слой стаивания может быть аномальным, тогда как при теплой, но облачной погоде, он может мало отличаться от нормы или даже быть меньше.

Изменения температурно-влажностного режима

На рис. 1.4.2 приведены значения коэффициентов линейных трендов температуры воздуха для всех сезонов года по станционным данным и реанализу ERA-Interim. Оба источника данных согласованно показывают небольшое, а в некоторых точках статистически незначимое потепление в зимний период и интенсивное, а местами экстремальное (более 1 °С за 10 лет) повышение температуры летом. Данные реанализа хорошо воспроизводят и пространственную структуру температурного тренда. Согласно

станционным данным, зимой статистически значимое потепление отмечается только на Восточном Кавказе, ближе к Каспийскому побережью, а также в районе Красной поляны. Весной значимое потепление наблюдается на равнинной части Кавказа, тогда как в горах оно практически отсутствует. Такие же тренды прослеживаются и по данным реанализа ERA-Interim. Летом и осенью интенсивным потеплением охвачен практически весь Кавказ — как степные, так и горные районы. Наиболее интенсивные темпы потепления отмечаются в предгорных и степных районах Краснодарского края и в Крыму.

Интересна зависимость температурных трендов от высоты над уровнем моря. Данные станционных наблюдений сосредоточены в основном в диапазоне 0–1500 м, поэтому в полной мере корректную оценку провести не удастся. Тем не менее прослеживаются тенденции изменения темпов потепления в зависимости от высотного положения точек (рис. 1.4.2, и, к). Это выражается в уменьшении трендов, особенно выше 1500 м. Подобная тенденция отмечается и в данных реанализа. В зимнее время температурные тренды до уровня 750 гПа с высотой меняются мало (рис. 1.4.2), а летом постепенно уменьшаются от поверхности до 400 гПа (от 0,6–0,8 °C / 10 лет до 0,2–0,3 °C / 10 лет) (рис. 1.4.2, к). Отмеченный эффект проявляется и в других горных системах (Vuille, Bradley, 2000). Уменьшение тренда потепления в высокогорных районах Анд в среднем составляет 0,1–0,15 °C / 10 лет. Тенденция уменьшения потепления в умеренных широтах показана на основе данных радиозондов и в глобальном масштабе (Sherwood et al., 2008). В тропиках этот эффект не прослеживается (по всей видимости, из-за интенсивного конвективного перемешивания).

Тренды осадков по данным архива CRUTEM4 и по станционным данным показаны на рис. 1.4.3. Несмотря на высокую пространственную изменчивость поля осадков, десятилетние сезонные тренды в точках станций и в узлах сетки хорошо согласованы. В зимние месяцы на Черноморском побережье Кавказа и на большей части Грузии отмечается слабовыраженный отрицательный тренд, не превышающий в среднем 15% сезонной нормы за 10 лет. Летом преобладают области со статистически незначимым уменьшением

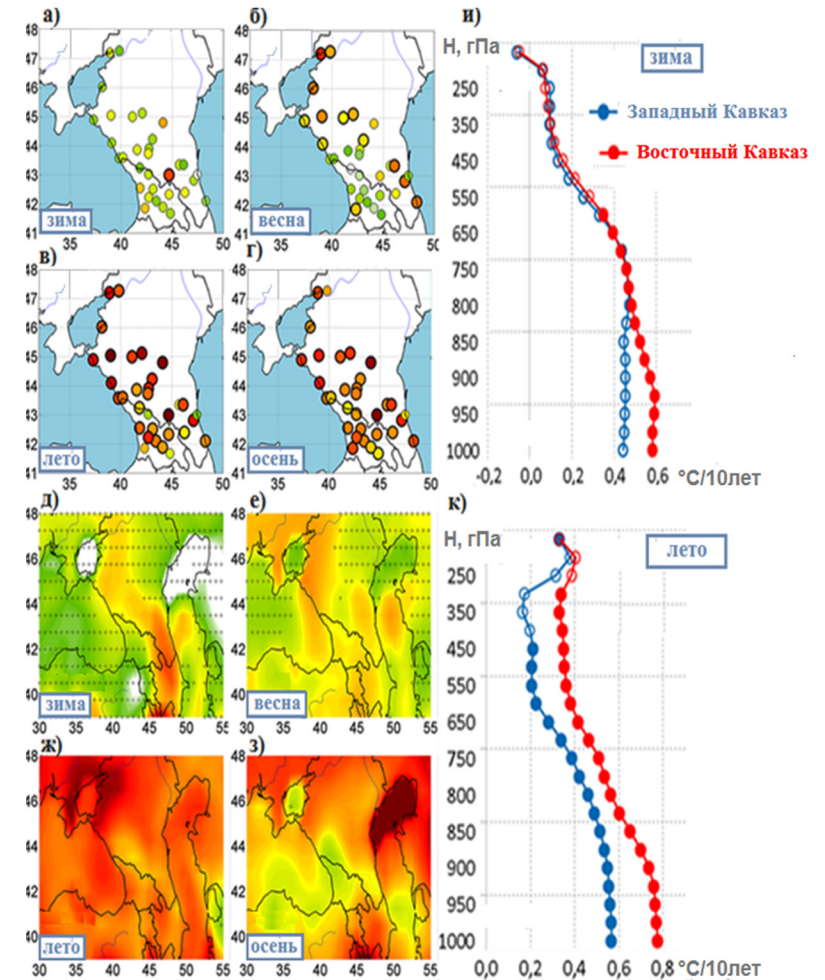


Рис. 1.4.2. Температурные тренды по данным метеостанций (а — г) и реанализа ERA-Interim (д — з) по сезонам за период 1980–2015 гг. (°C/10 лет) (Tropov et al., 2019). Для станционных данных значимые тренды обведены жирными кружками, для данных реанализа площади с незначимыми трендами обозначены черными точками; справа вертикальные профили для трендов температуры воздуха по Западному и Восточному Кавказу зимой (и) и летом (к)

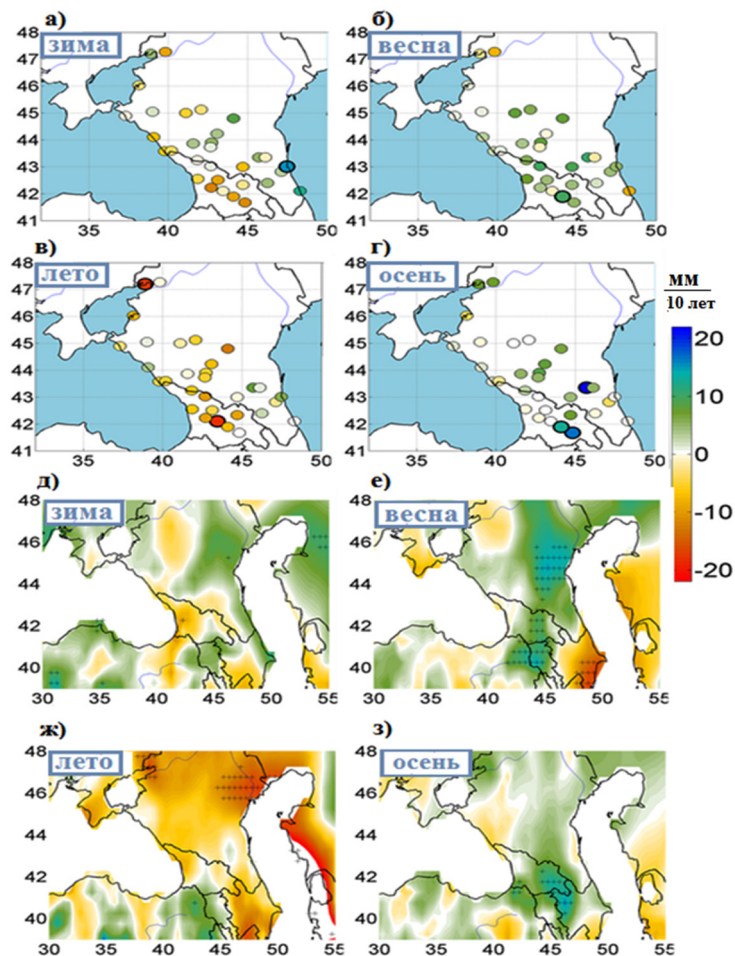


Рис. 1.4.3. Тренды сезонных сумм осадков (нормированные по средним сезонным значениям) за период 1980–2015 гг. (% за 10 лет) по данным метеостанций (а – г) и сеточного архива CRUTEM4 (д – з) (Торопов *et al.*, 2019). Метеостанции с линейными трендами на уровне 5 % значимости выделены жирными черными кружками (а – г), на рис. (д – з) области со статистически значимыми линейными трендами выделены черными точками

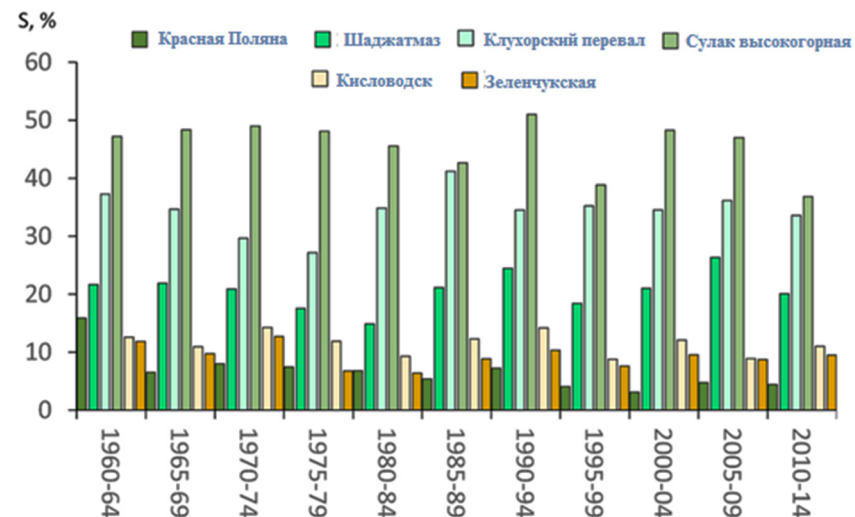


Рис. 1.4.4. Межгодовая изменчивость вклада твердых осадков в годовую сумму для метеорологических станций Северного Кавказа, расположенных на разных высотах над уровнем моря (Торопов *et al.*, 2019)

осадков над большей частью территории региона за исключением отдельных метеостанций Восточного Кавказа. На остальной территории значимых изменений осадков не выявлено. Отмечается тенденция роста осадков в переходные сезоны (рис. 1.4.3, б, з). Но статистически значимый тренд сезонных сумм осадков весной и осенью обнаружен лишь на 2–3 станциях России и Грузии. Возможно, что тенденция к увеличению осадков осенью может быть откликом на положительную аномалию температуры поверхности Черного и Каспийского морей, а весной – на интенсификацию циклогенеза над Средиземным морем в зоне полярного фронта. Этот процесс достаточно типичен в условиях, когда над покрытой снегом Восточной Европой еще преобладают холодные воздушные массы, тогда как Северная Африка и Средняя Азия становятся очагом формирования теплого тропического воздуха. Существенного

изменения тренда осадков в зависимости от высоты по данным наблюдений не выявлено: сохраняется слабый положительный тренд в переходные сезоны, отрицательный — летом и малое изменение сезонной суммы осадков зимой.

Еще одна характеристика меняющегося климата — доля твердых осадков в годовой сумме, которая является одновременно индикатором количества осадков холодного полугодия и температурного фактора. На рис. 1.4.4 показана временная изменчивость доли твердых осадков в годовой сумме за последние 55 лет. Взят период с 1960 г., поскольку за этот отрезок мы располагаем надежными и скорректированными данными по осадкам различных фаз. Оценка вклада твердых осадков в общую сумму за период 1985–2015 гг. по сравнению с 1960–1984 гг. показывает, что для предгорных станций значимое уменьшение наблюдается только для расположенной вблизи г. Сочи станции Красная Поляна. Здесь вклад твердых осадков в общую сумму уменьшился с 9% в 1960–1984 гг. до 5% в 1985–2016 гг. За 20 лет в 1995–2015 гг. доля твердых осадков ни разу не достигла 10%, хотя до этого в 1960–1994 гг. отмечено 13 сезонов, когда порог 10% был превышен. За первые 15 лет XXI в. в течение четырех лет доля твердых осадков оказывалась меньше или равна 1%. На других станциях, лежащих на высотах 0–1000 м (Зеленчукская, Кисловодск), такого ярко выраженного отрицательного тренда не выявлено. Факт значимого уменьшения количества твердых осадков вблизи Черного моря на фоне общего тренда уменьшения сезонных сумм позволяет предположить, что причиной этого служит рост интегрального теплосодержания воздуха над Черным морем. На высокогорных станциях, расположенных выше 2000 м, уменьшение доли твердых осадков в годовых суммах не выявлено (рис 1.4.4). Наоборот, на некоторых станциях (Клухорский перевал, Шаджатмаз) отмечается рост доли твердых осадков на 2–3% за счет увеличения повторяемости весенних снегопадов. И только на Восточном Кавказе на станции Сулак (2927 м) доля твердых осадков снизилась на 3%.

Температурно-влажностный режим Большого Кавказа характеризуется статистически значимым ростом температуры воздуха

в теплое время года, особенно на равнинах и побережьях в сочетании с практически неизменными значениями годовых и сезонных сумм осадков, а также доли твердых осадков в общей годовой сумме (за исключением района Сочи).

Вариации радиационного режима и их причины

Важнейшим фактором, определяющим фон летней температуры и его вариации в условиях меняющегося климата, служит радиационный баланс. Горные районы не являются исключением: например в работе (*Philipona, 2013*), где показано, что в последние 20 лет радиационный баланс в Альпах статистически значимо увеличился. Похожие результаты на основе анализа данных NCER/NCAR за период 1948–2015 гг. получены для Кавказа (*Торопов и др., 2016*). Аномалии радиационного баланса могут формироваться за счет коротковолновой составляющей, причем как по причине изменения режима облачности, так и за счет альбедного эффекта. С другой стороны, радиационный баланс меняется за счет величины длинноволновой нисходящей радиации (ДНР), которая зависит одновременно от облачности, влагосодержания столба атмосферы и от концентрации парниковых газов. На рис. 1.4.5 хорошо видно, что зимой на большей части региона статистически значимых изменений радиационного баланса не произошло. Лишь над восточной половиной Кавказа и Азербайджаном отмечается положительный тренд, достигающий 2–4 Вт/м² / 10 лет. Летом в регионе отмечается статистически значимое увеличение поглощенной коротковолновой радиации, причем скорость этого роста достигает 10 Вт/м² / 10 лет.

Летом статистически значимого увеличения суммарной радиации не происходит только над акваторией Черного моря, а также над прилегающими районами Краснодарского края. Для длинноволнового баланса (рис. 1.4.5, в, г) также характерен статистически значимый положительный тренд в летние месяцы, достигающий над акваторией Черного моря 5–7 Вт/м² / 10 лет. Этот рост связан с возрастанием встречного излучения атмосферы, вызванным разогревом тропосферы и увеличением ее влажности, тогда

как уходящее длинноволновое излучение увеличилось незначительно. Поэтому итоговое значение тренда длинноволнового баланса положительно. Примечательно, что над горными районами статистически значимого изменения длинноволнового баланса не происходит. Это может быть связано с отрицательным трендом общей и нижней облачности над регионом (рис. 1.4.6, з), за счет которого общий рост нисходящего длинноволнового излучения нивелируется. Над равнинными территориями и морями тренд облачности выражен не настолько сильно, поэтому такого эффекта не прослеживается.

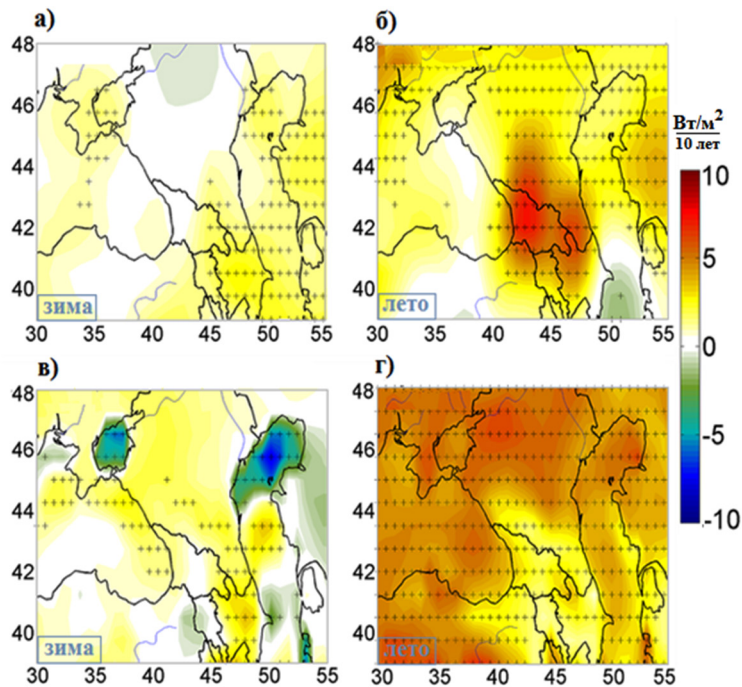


Рис. 1.4.5. Тренды компонентов радиационного баланса ($Вт/м^2$ за 10 лет) по данным реанализа ERA Interim за период 1980–2015 г. (Toropov et al., 2019): а, б – коротковолновый баланс; в, г – длинноволновый баланс (а, в – зима, б, г – лето)

В итоге летом в горах и предгорьях Кавказа наблюдается значимое увеличение радиационного баланса за счет коротковолновой составляющей. Из рис. 1.4.6 следует, что первостепенную

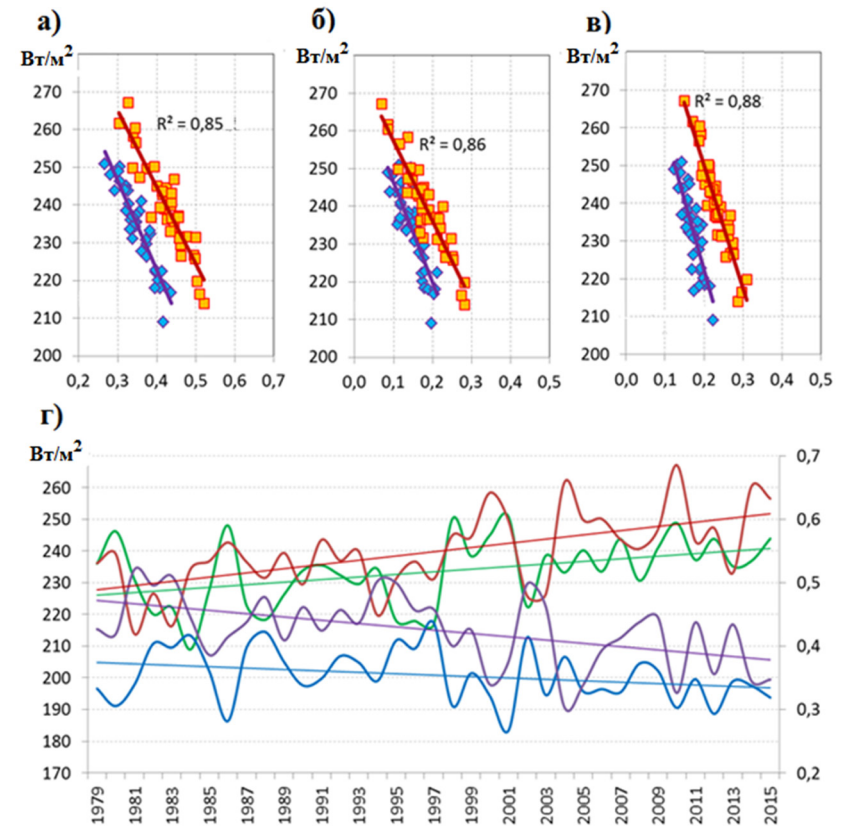


Рис. 1.4.6. Зависимость величины суммарной радиации от доли облачности: а) – общей; б) – нижней; в) средней для Западного Кавказа (синие квадраты) и Восточного Кавказа (желтые квадраты) для летнего сезона за период с 1979 по 2015 г.; г) – средние летние значения суммарной радиации для Западного Кавказа (красная линия) и Восточного Кавказа (зеленая линия), суммарной облачности (в долях от единицы) для Западного Кавказа (синяя линия) и Восточного Кавказа (фиолетовая линия) (Toropov et al., 2019)

роль в существенном изменении радиационного режима Кавказа играет режим облачности. Так, уменьшение общей и нижней облачности на 10% приводит к росту коротковолнового баланса на 20 Вт/м^2 , т.е. почти на 10% от его средней величины за период 1980–2015 гг. Важно, что для средних летних значений эта связь оказывается линейной, причем коэффициент детерминации очень высок и составляет 0,7–0,9. Наилучшая связь обнаружена между суммарной коротковолновой радиацией и облачностью для нижнего и среднего ярусов облаков. Облака верхнего яруса обычно имеют небольшую оптическую толщину, поэтому их влияние на потоки суммарной радиации незначительно. Из рис. 1.4.6, з явно следует, что рост коротковолнового баланса летом в западных и восточных районах Кавказа тесно связан с уменьшением облачности в среднем на 10%.

Естественной реакцией на летнюю положительную аномалию радиационного баланса в регионе должно быть повышение температуры поверхности Черного и Каспийского морей летом. Действительно, в летние месяцы поверхности обоих морей интенсивно прогреваются по всем акваториям: тренды статистически значимы и велики — $0,7\text{--}1 \text{ }^\circ\text{C} / 10 \text{ лет}$. Зимой знак тренда меньше по модулю и, кроме того, регионально зависим. Зимняя температура поверхности моря (ТПМ), осредненная по акваториям Каспийского и Черного морей, меняется слабо, тогда как летняя повышается очень интенсивно. Данный вывод основан на спутниковой информации NOAA OI SST V2, поэтому к количественной составляющей полученного результата следует относиться осторожно, учитывая, что ошибки восстановления температуры поверхности морской воды по спутниковым данным достигают $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ (Артамонов и др., 2017; Мысленков и др., 2017). Долгопериодные инструментальные измерения ТПМ Черного и Каспийского морей отсутствуют, поэтому количественно оценить точность спутниковой информации не представляется возможным. Тем не менее на качественном уровне информации об интенсивном прогреве морей можно доверять.

Изменение режима атмосферной циркуляции как основная причина деградации ледников

Логичным откликом на рост температуры в регионе может являться увеличение параметров влагосодержания атмосферы, а также ее устойчивости. Наиболее ярко процесс потепления проявился в летние месяцы, т.е. наибольшего роста влагосодержания атмосферы и конвекции следует ожидать именно летом. Максимальный рост доступной конвективной потенциальной энергии (CAPE) отмечается в юго-восточной части Черного моря и в северной части Каспия именно летом (рис. 1.4.7, б). Также для Черного моря характерно увеличение влагосодержания атмосферы, а для восточного побережья Каспийского моря, наоборот, сильное его уменьшение (рис. 1.4.7, а). Усиление конвективной деятельности в регионе, особенно над морскими акваториями, должно приводить к росту осадков — по крайней мере, над морскими акваториями и прилегающими районами побережий. Однако ранее было показано, что режим осадков характеризуется относительной стабильностью.

Согласно уравнению Клаузиуса — Клапейрона, рост температуры всей толщи тропосферы на $1 \text{ }^\circ\text{C}$ приводит к увеличению ее влагосодержания примерно на 7% (Min et al., 2011). Сравнивая полученный результат с фактическими данными, можно заключить, что в регионе темпы роста влагосодержания не согласуются с изменениями, ожидаемыми исключительно за счет термодинамического эффекта. По данным реанализа увеличение влагосодержания за период 1980–2015 гг. оказалось на 10–15% меньше, чем расчетное (Алешина и др., 2018). Это указывает на роль циркуляционного фактора, который сдерживает эффект локального увеличения влагосодержания.

Анализ полей дивергенции влаги (рис. 1.4.7, в) показал, что для лета характерен положительный тренд этой величины, причем над большей частью Черноморской акватории. Максимальное увеличение дивергенции характерно для центральной части Черного моря (за 10 лет она возрастает в 1,3 раза). Локальные области усиления конвергенции влаги отмечаются лишь в горах Кавказа.

Циркуляционный механизм, определяющий увеличение дивергенции влаги, может быть связан с изменениями интенсивности крупномасштабной меридиональной циркуляции в атмосфере. Согласно оценкам, приведенным в работе (Meehl et al., 2007), антропогенное воздействие на климат может привести к большим изменениям в динамике атмосферы. Охлаждение стратосферы влияет на интенсификацию стратосферного полярного вихря, высоту тропопаузы (Williams, 2006; Lorenz, DeWeaver, 2007), а также приводит к смещению тропосферных струйных течений и путей движения циклонов в более высокие широты (Bengtsson et al., 2006; Yin, 2005). В результате современного потепления происходит расширение области тропиков. Например, в (Hudson et al., 2006) на основе анализа трендов концентрации озона за период с 1979 по 2003 г. выявлено расширение тропиков Северного полушария со средней скоростью около одного градуса широты на каждые 10 лет. Также по результатам расчета климатических моделей в течение XXI в. произойдет изменение размеров и интенсивности ячейки Хэдли и связанное с этим смещение зоны субтропических антициклонов (Lu et al., 2007; Seager et al., 2007), что должно отразиться на режиме осадков, облачности и радиационного баланса в субтропических широтах и в южных районах умеренной климатической зоны.

Исходя из соображений о расширении ячейки Хэдли к северу был выполнен анализ тренда аналога вертикальной скорости (w^*) за выбранный период времени (1980–2015 гг.) (рис. 1.4.7, з, д), который позволил выявить изменения повторяемости антициклональной циркуляции над Кавказом. Аналог вертикальной скорости считается положительным при восходящих движениях и отрицательным — при нисходящих». Адвекция положительной завихренности, соответствующая усилению циклонической циркуляции, приводит к уменьшению w^* . Напротив, адвекция отрицательной завихренности, эквивалентная интенсификации антициклональной циркуляции, связана с ростом аналога вертикальной скорости w^* (Holton, Hakim, 2013). Также были проанализированы аномалии геопотенциала по региону. В летние месяцы отмечается статистически значимый рост разности высот между изобарическими поверхностями 500 и 1000 гПа, свидетельствующий об увеличении повторяемости антициклонов в южной половине Европы.

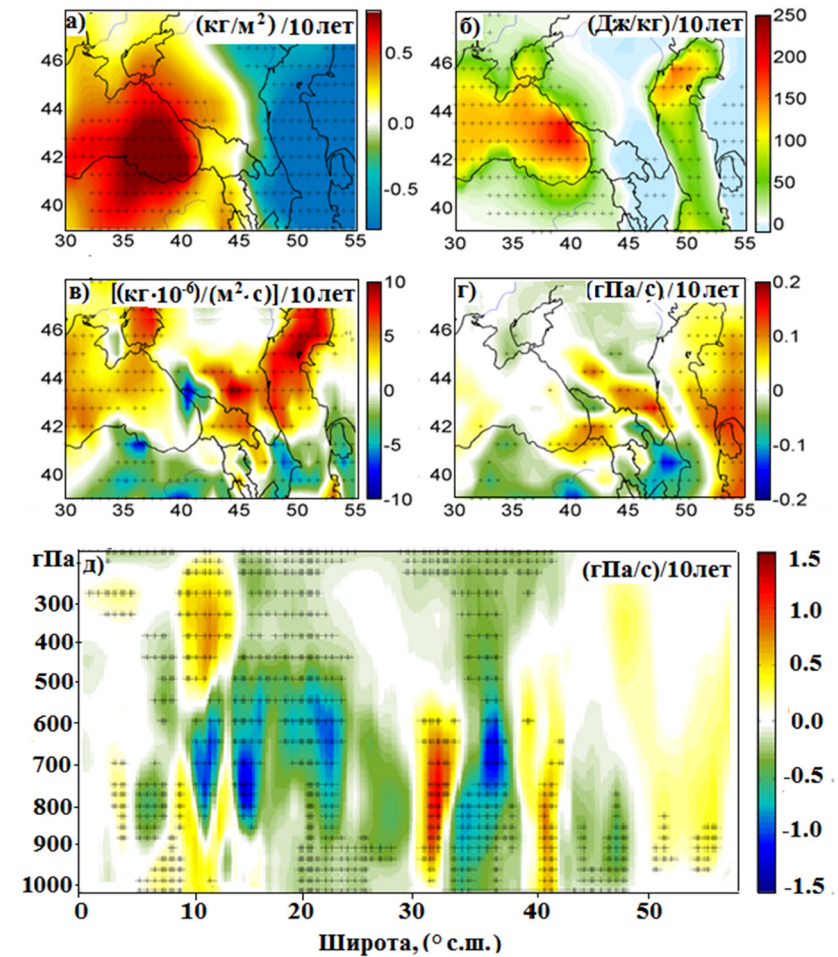


Рис. 1.4.7. Тренды величин, влияющих на температурно-влажностный режим Кавказа летом (Toropov et al., 2019): а) интегральное влагосодержание столба атмосферы; б) доступная потенциальная энергия конвекции (CAPE); в) дивергенции влаги; г) аналог вертикальной компоненты скорости ветра; е) вертикальный разрез средних трендов аналога вертикальной скорости ветра в диапазоне долгот 40–48° в.д.

В юго-восточной части Черного моря наблюдается локальный рост интенсивности вертикальных движений, (рис.1.3.8.а), который приурочен к району с положительным трендом SARE. По всей видимости эти тенденции связаны с увеличением температуры поверхности моря в юго-восточной части акватории. Другой очаг интенсификации восходящих движений расположен над Азербайджаном. Для остальной части Кавказа и прилегающих районов характерен рост аналога вертикальной скорости (что эквивалентно интенсификации нисходящих движений), и соответствующее ему увеличение дивергенции влаги (рис.1.4.7. в, г). Так, на рис. 1.4.7, д приведены результаты расчетов аналога вертикальной скорости, осредненные по полосе 40–48° в.д., в которую попадает Кавказ. Четко видно, что в диапазоне широт 40–48° с.ш. в нижней тропосфере наблюдается статистически значимое уменьшение вертикальной скорости, которое может быть связано с увеличением повторяемости антициклонов над регионом. Этот эффект может являться причиной положительного тренда дивергенции влаги, который обсуждался выше, и компенсировать увеличение влагосодержания атмосферного столба за счет роста температуры. Таким образом, причиной стабильности режима осадков на фоне потепления в регионе может быть своеобразный баланс между ростом интегрального влагосодержания атмосферы и положительным трендом дивергенции влаги за счет увеличения повторяемости антициклональных условий. В такой ситуации сумма осадков остается неизменной в основном за счет увеличения повторяемости летних ливней, которое фиксируется по данным наземных и спутниковых наблюдений (Chernokulsky et al., 2019) и может происходить на фоне антициклональных условий.

Основной итог — выявление статистически значимого, интенсивного, местами экстремального летнего потепления на Кавказе, характеризуемого максимальными значениями линейного тренда на равнинных территориях — 0,6–0,8 °C / 10 лет. В высокогорных районах Кавказа значение положительного тренда примерно вдвое ниже, однако все равно статистически значимо. В остальные сезоны года статистически значимого потепления в последние 35 лет не наблюдается. Не выявлено и существенных изменений в режиме

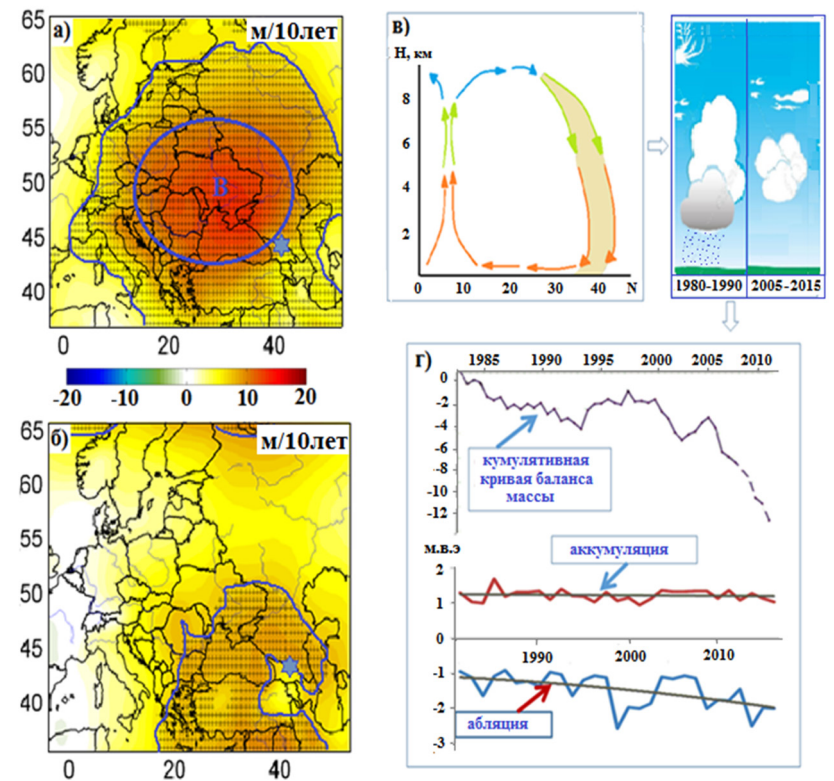


Рис. 1.4.8. Концептуальная схема, интерпретирующая интенсивную дегляциацию Центрального Кавказа в XXI в. (Toropov et al., 2019): а, б — тренды изменения высоты изобарической поверхности 500 гПа (в геопотенциальных метрах за 10 лет) по данным реанализа ERA-Interim за период 1980–2015 гг.: а) летом; б) зимой (звездочкой показан Эльбрус, тонким контуром и штриховкой — область статистически значимых трендов, жирной линией — область, в пределах которой тренд превышает 10 м/год); в) схематическое изображение смещения нисходящей ветви ячейки Хэдли и связанное с ним увеличение повторяемости антициклонов, вследствие чего уменьшается балл облачности и увеличивается радиационный баланс; г) изменение компонентов баланса массы ледника Джанкуат как пример отклика на изменение условий циркуляции

осадков: слабая тенденция уменьшения осадков зимой и летом компенсируется их небольшим ростом весной и осенью. Изменения вклада твердых осадков в годовую сумму, которое могло бы существенно повлиять на баланс массы горных ледников, также не обнаружено. Эти факты позволяют обоснованно утверждать, что основной причиной катастрофического таяния ледников является летнее повышение температуры, а также увеличение коротковолнового радиационного баланса, тренд которого в горных районах Кавказа может превышать $10 \text{ Вт/м}^2 / 10 \text{ лет}$. Очень важно, что эта тенденция хорошо коррелирует с отрицательным трендом общей и нижней облачности, который статистически значим и составляет в среднем 10% за 10 лет. Уменьшение балла облачности хорошо согласуется с выявленным трендом дивергенции влаги и интенсификацией нисходящих движений воздуха.

Полученные результаты позволяют предложить следующую схему, объясняющую деградацию оледенения на Кавказе, изображенную на рис. 1.4.8. Возможное смещение нисходящей ветви ячейки Хэдли в последние десятилетия в более северные широты, которое обсуждается, в частности, в работах (*Lu et al., 2007; Seager et al., 2007*), повлекло за собой увеличение повторяемости антициклонов на юге Европы летом.

Судя по всему, это стало причиной интенсификации нисходящих движений воздуха, которая выразилась в статистически значимом уменьшении вертикальной компоненты скорости. Этот динамический форсинг спровоцировал отрицательный тренд балла нижней и средней облачности, что, в свою очередь, повлекло за собой рост коротковолнового баланса, а также общего радиационного бюджета.

ЧАСТЬ II

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ ЭЛЬБРУСА

Результаты изучения эволюции оледенения Эльбруса с середины XIX в. были опубликованы в ряде работ и обобщены в книгах «Оледенение Эльбруса» (1968), «Ледники и сели Приэльбрусья» (*Сейнова, Золотарев, 2001*) и «Эволюция оледенения Эльбруса» (*Золотарев, 2009*). В настоящее время площадь ледников Эльбруса составляет $\sim 109 \text{ км}^2$ (по данным на 2017 г.), или $\sim 8\%$ от общей площади всего оледенения на Кавказе и Ближнем Востоке (рис. 2.1.1). Исследования последних лет связаны с изучением колебаний ледников (*Золотарев, Харьковец, 2012; Holobâcă, 2013; Shahgedanova et al., 2014; Solomina et al., 2016; Tielidze, Wheate, 2018*) и ледниковых кернов (*Mikhalenko et al., 2015*). Измерения баланса массы проводятся на леднике Гарабаши (рис. 2.1.1) с 1987 г. (*Потомалева и др., 2019*).

В данном разделе приводятся новые данные о толщине и объеме ледников Эльбруса и изменении ледников в последние десятилетия. Результаты этих оценок основаны на данных полевых измерений, анализе космических снимков и цифровых моделей рельефа (табл. 2.1.1).

Таблица 2.1.1

Данные и материалы, использованные в работе

Данные	Пространственное раз- решение / количество точек измерений	Дата	Цель использо- вания	Оборудова- ние
1997 ортофотоплан	2,2 м	08.09.1997	Проведение кон- туров ледников	—
Космический снимок SPOT 7	1,5 м	20.08.2016	Проведение кон- туров ледников	—
Космический снимок Pleiades	0,5 м	08.09.2017	Проведение кон- туров ледников	—
1997 ЦМР	10 м	08.09.1997	Изменение высо- ты поверхности	—
2017 Pleiades ЦМР	4 м (resampled to 10 м for co-registration procedure)	08.09.2017	Изменение высо- ты поверхности	—
РЛЗ 2013	30 000 точек	01.07.2013	Измерение тол- щины льда	ВИРЛ-6 (20 МГц)
РЛЗ 2014	10 000 точек	25.06.2014	Измерение тол- щины льда	ВИРЛ-6 (20 МГц)
РЛЗ 2017 (плато)	10 000 точек	Июль 2017 г.	Измерение тол- щины льда	ВИРЛ-6 (20 МГц)
РЛЗ 2017 (Восточная вершина)	2000 точек	Август 2017 г.	Измерение тол- щины льда	ZOND-12e (300 МГц)
Аэро- и наземные фо- тографии ледников	—	Летние сезоны 2013–2017 гг.	Коррекция кон- туров ледников	Различные фотокамеры

Глава 1 Толщина ледников и запасы льда на Эльбрусе

И.И. Лаврентьев, С.С. Кутузов, А.М. Смирнов

Толщина льда — один из основных параметров ледника, остающийся почти всегда неизвестным. Данные о толщине льда необходимы для расчета объема и массы ледника, запасов воды, заключенной в нем, а также для корректного прогноза изменений геометрии ледников. К настоящему времени прямые измерения толщины льда проведены лишь на 0,13% (Grinsted, 2013) от ~198 000 горных ледников мира (Pfeffer et al., 2014). Большинство измерений сделано вдоль отдельных профилей или в отдельных точках. Данные площадных радиолокационных съемок, необходимые для определения объема, доступны для значительно меньшего числа ледников.

Знание объема ледников и его пространственного распределения критически важно для различных задач гляциологии, одной из которых является оценка вклада ледникового стока в подъем уровня мирового океана (Andreassen et al., 2015; Vaughan et al., 2013). Ввиду того, что данные детальных измерений толщины льда горных ледников весьма ограничены, все чаще их объем оценивается с использованием эмпирических соотношений (Bahr et al., 2015). Совсем недавно было выполнено моделирование толщины льда всех горных ледников мира, основываясь на характеристиках их поверхности (Farinotti et al., 2019). Несмотря на последние достижения, эти подходы все еще имеют значительные неопределенности. В этом отношении оценки объема льда по данным прямых

измерений толщины имеют важное значение. В настоящее время глобальная база данных о толщине ледников содержит наблюдения с ~1100 ледников и ледниковых куполов (*Gärtner-Roer et al.*, 2016).

Первые измерения толщины ледников на Эльбрусе были выполнены во время проведения Эльбрусской экспедиции АН СССР 1934–1938 гг. Методом электрозондирования на леднике Гарабаши на участке между Приютом одиннадцати и скалами Пастухова (4200–4600 м) была определена толщина льда, равная 40 м (*Михайлов*, 1939). Через 20 лет, в 1958 г., на том же леднике Гарабаши впервые была определена толщина льда методом сейсмозондирования. Однако полученные результаты оказались неудовлетворительными из-за несовершенства аппаратуры и неотработанности методики измерений в таких средах, как фирн и лед (*Боканенко, Исаев*, 1960). В 1967 г. В. И. Кравцовой была составлена первая карта мощности льда ледников Эльбруса (*Кравцова*, 1967) на основе имевшихся на тот момент результатов прямых измерений, косвенных признаков и расчетных методов. Правда, сам автор указывает на гипотетичность карты, в первую очередь из-за недостатка данных прямых наблюдений, которые были проведены на южном склоне Эльбруса только в конце 1980-х гг. Общий объем ледников Эльбруса составил 6 км³, а средняя толщина льда оценивалась в 50 м. Позже эти оценки подверглись критике и было высказано мнение, что толщина и объем ледников были занижены в два раза (*Золотарев*, 2009).

Радиолокационные методы для исследования ледников стали применяться с конца 1950-х гг. (*Богородский*, 1968), а в 1970-х гг. метод радиозондирования становится одним из основных инструментов измерений толщины ледников, почти полностью заменив другие, ранее используемые геофизические контактные методы: сейсмозондирование и гравиметрические измерения. В настоящее время он продолжает активно развиваться и получил широкое распространение как наиболее удобный и точный (в пределах метров) метод определения толщины ледников и рельефа коренного ложа. Его достоинством является высокая производительность, обусловленная простотой получения информации (по времени прихода отраженных от ложа импульсов), и возможность как наземного применения, так и дистанционных измерений с борта самолета или

вертолета (*Navarro, Eisen*, 2009). Аэрорадиолокационные съемки в горных районах до сих пор довольно редки, а полученные данные часто имеют более низкое качество, что создает трудности при их интерпретации (*Rutishauser et al.*, 2016). Тем не менее относительно быстрое получение массовых данных при аэрорадиозондировании в сравнении с наземными съемками позволяет оценить толщину льда на обширных участках пресеченной горной местности.

В 1987–1989 гг. во время проведения экспедиционных исследований Институтом географии АН СССР были пробурены три скважины до ложа в области питания ледника Гарабаши (*Загороднов и др.*, 1992) и выполнены первые радиолокационные измерения толщины льда (*Ротомаяева и др.*, 2002). Для радиозондирования использовался портативный импульсный локатор ТГУ дециметрового диапазона (700 МГц), предназначенный для зондирования в пеших маршрутах труднодоступных горных ледников толщиной до 300 м. Измерения вели по нескольким профилям на ледниках Гарабаши, Малый и Большой Азау в интервале высот 3000–5600 м. Профили измерений пройдены на обеих вершинах вулкана, а также в седловине и на продольном профиле вдоль тропы подъема на Эльбрус. Максимальная измеренная толщина льда (в области питания ледника Малый Азау на высоте 4800 м) составила 193 м.

В 2005–2007 гг. на Западном плато, а также в седловине (5300 м) и кратере Восточной вершины Эльбруса (5600 м) были впервые проведены наземные радиолокационные измерения с моноимпульсным радиолокатором ВИРЛ-6 (*Лаврентьев и др.*, 2010). Результаты измерений выявили значительную толщину льда в привершинной области и подтолкнули авторов к дальнейшим работам, связанным с измерением толщины всех ледников Эльбруса и оценке запасов льда.

Радиолокационные измерения толщины ледников

В 2013 и 2014 гг. было проведено несколько экспедиций с целью измерения толщины льда уже не отдельных участков оледенения Эльбруса, а всей ледниковой системы с применением вертолета, а в 2017 г. — наземные детальные радиолокационные съемки

на Западном плато и Восточной вершине с целью уточнения ранее полученных данных и составления подробной карты толщины ледников Эльбруса и его подледного ложа.

Измерения толщины ледников были выполнены в ходе нескольких полевых кампаний. Две из них — 1 июля 2013 г. и 25 июня 2014 г. — включали аэрофотограмметрирование с использованием вертолета, и еще две — наземные измерения. В 2013 и 2014 гг. для радиолокационного зондирования была применена вертолетная модификация моноимпульсного лоатора ВИРЛ-6 (*Мачерет и др., 2006*) с центральной частотой 20 МГц и цифровой регистрацией радарных и навигационных данных с интервалом 0,2–1 с и антеннами длиной 10 м. Оборудование (передатчик, приемник, блок управления, батареи, антенны и GPS) было смонтировано на специально сконструированной деревянной ферме, подвешиваемой на полипропиленовом тросе под вертолетом. Ферма для аэрозондирования ледников (ФАЗЛ-2) обладает достаточным весом (около 150 кг) и хвостовым стабилизатором, что обеспечивает стабильное положение в полете (рис. 2.1.2).

В 2013 г. полеты вертолета с ФАЗЛ-2 и оборудованием осуществлялись с вертолетной площадки МЧС КБР в п. Терскол и охватывали ледники южного и восточного секторов оледенения (рис. 2.1.3, оранжевая линия). За время работы было совершено три полета над ледниками южного сектора оледенения Эльбруса по сети поперечных (с запада на восток и обратно), продольных (по возможности вдоль центральных осей языков ледников), а также петлеобразных (в моменты разворота воздушного судна) профилей с перерывом на заправку вертолета. Всего с учетом подлетов к ледникам вертолет с ФАЗЛ-2 налетал более 270 км за 3 часа. В общей сложности 211,7 км профилей пролегли непосредственно над ледниками, в то время как надежные отражения от ложа ледников были зарегистрированы на 167 км профилей (79% от их общей длины над ледниками, или 30 000 точек измерений).

В 2014 г. измерения ледников северного и западного секторов Эльбруса были проведены за два полета с площадки на плато Бермамыт (рис. 2.1.3, пурпурная линия) в районе горячих источников Джилы-Су (8–10 км от языков ледников) и осуществлялись по не-

скольким поперечным (с востока на запад и обратно), продольным (главным образом над низколежащими языками ледников Уллучиран, Карачаул и Уллукол) и петлеобразным (в моменты разворота вертолета) профилям. Непосредственно над ледниками пролегло 129 км профилей (из ≈ 196 км). Общая длина профилей с идентифицированным сигналом от ложа ледников составила ≈ 90 км (69% от общей протяженности полетов над ледниками, или 10 000 точек измерений).

Измерения толщины льда с использованием вертолета производились в автоматическом режиме с частотой 0,2 с, средняя скорость полета во время измерений составляла 70–90 км/ч

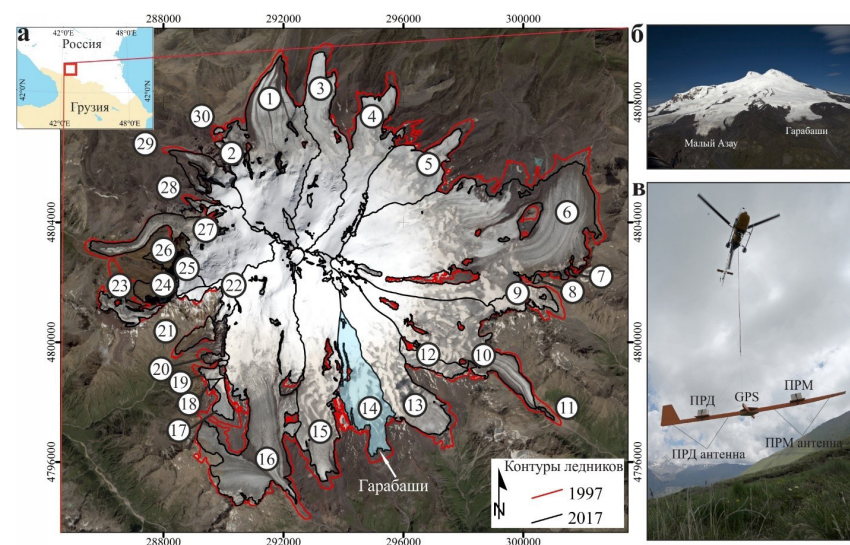


Рис. 2.1.1. Изменение площади ледников Эльбруса с 1997 г. (красный контур) по 2017 г. (черный контур): а) в качестве подложки использован космический снимок SPOT 7 от 20 августа 2016 г. Номерами обозначены ледники, названия и статистические данные которых приведены в табл. 2.1.2. Прямоугольные координаты пересчитаны для проекции UTM, Зона 38. Фото южного склона Эльбруса (б) и ферма для аэрофотограмметрирования ледников, подвешенная под вертолетом, с закрепленным оборудованием (в)



Рис. 2.1.2. Аэрорадиозондирование ледников Эльбруса: а) установка радиолокационного оборудования на ферму; б) оборудование во время взлета вертолета; в) ферма, подвешенная к вертолету во время измерений толщины льда, вид с камеры под вертолетом; г) вид с камеры на носу фермы; д) ферма во время измерений, вид с камеры на хвостовом стабилизаторе; е) вид с камеры вертикально вниз с поперечной балки фермы

(Кутузов и др., 2015; Kutuzov et al., 2019a). Высота полетов над поверхностью ледников варьировала от ~15 до ~700 м. Для регистрации плановых координат каждые 2 сек. использовался GPS приемник Garmin GPSMap 76 CSx. Средняя высота полета над ледниками составляла 152 м, а наилучшие результаты были получены при высоте полета не менее 80 м. Среднее расстояние (dx) между точками измерений составляло 5,6 м в 2013 г. и 8,7 м в 2014 г. Во время аэрорадиозондирования велась непрерывная видеосъемка с камер, установленных на ферме (в носовой части, поперечной балке и хвостовом стабилизаторе, направленные как вперед, так и вертикально вниз) (рис 2.1.2). Кроме того, велась фото- и видеосъемка с помощью камеры непосредственно из вертолета. Полученные фото и видеоматериалы существенно облегчили пространственную привязку отдельных профилей, что, в свою очередь, упростило дешифрирование радиолокационных записей.

В 2017 г. нами были проведены наземные измерения толщины льда на Западном ледниковом плато (~ 5100 м н. у. м) с 20 МГц локатором ВИРЛ-7 (Vasilenko et al., 2011) (рис. 2.1.3, красная линия) и в кратере Восточной вершины Эльбруса (~ 5500–5600 м н. у. м) (рис. 2.1.3, зеленая линия) с 300 МГц локатором ZOND-12e (<http://www.radsys.lv>).

Наземные измерения на Западном плато выполнялись в пешем маршруте тремя людьми, несущими компоненты локатора в рюкзаках по сети профилей. Измерения проводились в автоматическом режиме с частотой 0,4 с, а для записи плановых координат использовался GPS приемник Garmin GPSMap 78.

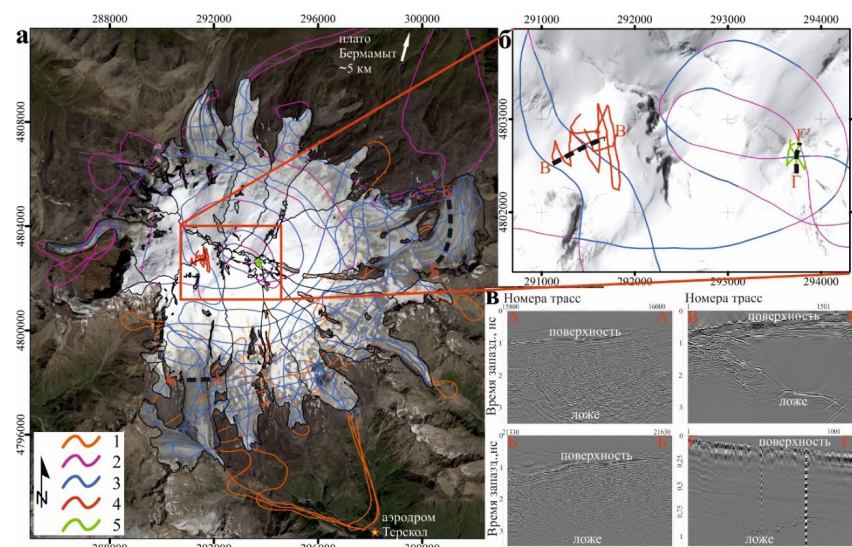


Рис. 2.1.3. а) профили аэрорадиолокационного зондирования ледников Эльбруса в 2013 г. (1) и 2014 г. (2). Синим цветом показаны профили с идентифицированным сигналом от ложа (3). Прямоугольные координаты пересчитаны для проекции UTM Зона 38; б) профили наземного радиолокационного зондирования в 2017 г. на западном плато (4) и в кратере Восточной вершины (5) Эльбруса. В качестве подложки использован космический снимок SPOT 7 от 20 августа 2016 г. (в). Примеры типичных радарограмм, полученных во время аэро-и наземного радиозондирования

Измерения на Восточной вершине были выполнены с помощью радара ZOND-12e путем перемещения экранированной антенны по поверхности ледника одним оператором. Данные записывались автоматически с частотой 3,5 сек. Более 6 и 1,3 км профилей радиозондирования были получены на Западном плато и в кратере Восточной вершины соответственно.

Обработка данных аэроадиозондирования

Для обработки полученных радиолокационных данных использовался разработанный компанией Deco Geophysical пакет программ RadexPro Basic 2011.1, (www.radexpro.ru; *Кульницкий и др.*, 2001) с применением модулей Amplitude Correction, Bandpass Filtering, Apply Statics, Stolt-FK Migration и Picking. Первые три модуля служили для лучшей визуализации радарных записей, модуль Apply Statics — для введения статической поправки в начало зондирующих импульсов и в границу раздела воздух/ледник; модуль Picking — для оцифровки времени запаздывания отраженных от ложа в интерактивном режиме, модуль Stolt-FK Migration — для миграции радарных записей с применением Фурье-анализа, позволяющего получать более реальные данные о геометрии ложа за счет коррекции положения боковых отражений.

На полученных радарограммах было выявлено несколько типов отраженных сигналов. Первый тип — отраженный сигнал от границы воздух — ледниковая/неледниковая поверхность. Второй тип — от поверхностных и внутриледниковых неоднородностей, главным образом трещин на поверхности ледников как в области питания на крутых склонах, так и на спускающихся в долины языках ледников. Они служили источниками сильного рассеяния радиосигналов в толще, насыщенной талой водой, что типично для теплых ледников. Это в ряде случаев существенно затрудняло интерпретацию радарных записей, а часто не давало возможности дешифровать ложе ледника на том или ином участке. Третий тип отражений — от границы лед / подледниковое ложе (рис. 2.1.3). Эти отражения, в свою очередь, представлены несколькими видами — гиперболами от отдельных точечных

отражателей на ложе или непрерывными линиями вдоль профилей измерений.

Для дальнейшей обработки применялся алгоритм интерполяции данных GPS с применением программы MATLAB. Вначале выбирались прямолинейные участки профилей измерений и выполнялась интерполяция плановых координат по равномерной дистанции. Затем в радарные записи вводилась поправка за высоту с учетом геометрии поверхности (с использованием ЦМР поверхности ледника Pleiades DEM). При необходимости, например, в случаях с множественными боковыми отражениями от подледных склонов, проводилась миграция. После этого на полученной радарограмме с помощью модуля Picking выполнялась оцифровка времени запаздывания (τ) отражений от ложа относительно начала зондирующего импульса для каждой трассы измерений. В результате обработки данных была составлена сводная таблица метрических UTM-координат (x , y) и времени запаздывания сигналов (τ) оцифрованного подледникового ложа и рассчитана толщина ледника с использованием средней скорости распространения радиоволн в леднике 0,168 м/нс (*Dowdeswell, Evans, 2004*). Для учета изменения толщины льда между измерениями, проведенными в 2013–2014 гг., и ЦМР 2017 г., мы внесли поправку в точки с измеренными толщинами льда с учетом среднегодового изменения высоты поверхности между 1997 и 2017 гг.

На заключительном шаге эти данные, а также данные с нулевой толщиной на границах ледников использовались для построения карты толщины льда методом эмпирического байесовского кригинга (ЕВК) (*Krivoruchko, 2012*) в программной среде ESRI ARCGIS. Для интерполяции данных о толщине льда на Эльбрусе использовались следующие параметры ЕВК: эмпирическое преобразование, модель вариограммы к-Бесселя, размер подмножества 100, коэффициент перекрытия 3 и число имитаций, равное 100. Радиус поиска был установлен на 700 м, что соответствует максимальному расстоянию между профилями радиозондирования.

Оценка погрешностей

Погрешности определения толщины льда

Ошибки в средних значениях толщины льда возникают из-за ошибки измерения, связанной с выбранной скоростью распространения радиоволн для преобразования времени в глубину (ϵ_c), а также с точностью выбора (и оцифровки) отраженного сигнала от ложа (ϵ_r).

Качество и согласованность данных аэрорадиолокационной съемки можно оценить путем сравнения толщин льда, полученных на пересечениях разных профилей (Martín-Español *et al.*, 2013). Стандартное отклонение абсолютных разностей на 107 пересечениях профилей радиозондирования составило 6,0 м (8,9%). Кроме того, мы сравнили данные о толщине льда, полученные при аэро- и наземном радиозондировании на Западном плато Эльбруса и в кратере Восточной вершины Эльбруса (рис 2.1.3, б, в). Данные двух независимых измерений показали хорошее соответствие на пересечениях со стандартным отклонением толщины льда 7,8 м (6,9%).

Скорость распространения радиоволн непостоянна в разных зонах ледника и зависит в основном от плотности среды (снег, фирн, лед) и наличия жидкой воды. Радиолокационными измерениями на Эльбрусе были охвачены как зона аккумуляции с мощным (50–60 м) слоем фирна и полным отсутствием таяния, так и зона абляции, типичная для теплых ледников. Для преобразования времени запаздывания сигналов в глубину была использована постоянная скорость распространения радиоволн — 0,168 м/нс для всех точек съемки, за исключением Западного плато. Предыдущие исследования показали, что средняя скорость распространения радиоволн для глубины 180 м на плато составляет 0,180 м/нс (Лаврентьев и др., 2010). Это было установлено по измерениям плотности льда в 182-метровом керне и данным термометрии скважины, ввиду чего использование постоянной скорости 0,168 м/нс занижает толщину льда на плато на 6,6%. Отметим, что Западное плато с его высокой аккумуляцией, значительной толщиной льда и низкими

температурами не типично для Эльбруса. Поэтому мы считаем, что погрешность измерения, связанная с выбором постоянной скорости, составляет 5%, как это рекомендуется для радиолокационных съемок, охватывающих как зоны аккумуляции, так и зоны абляции (Lapazaran *et al.*, 2016a).

Другой источник погрешности в радиолокационных измерениях связан с точностью выбора отраженного горизонта, или погрешностью его оцифровки (ϵ_t), которая может быть оценена по вертикальному разрешению радиолокационной аппаратуры и зависит от центральной частоты, определяемой как $\epsilon_t = 1/f$. В нашем случае ϵ_t соответствует 50 нс, или 4,2 м при использовании скорости распространения радиоволн 0,168 м/нс. Суммарная средняя погрешность измерения (ϵ_{gr}) для более чем 60 000 точек измерений составила 6,2 м (7,4 % от средней измеренной толщины льда) со стандартным отклонением 2 м и максимальной погрешностью 12,9 м.

Погрешность интерполяции данных радиозондирования

Мы оценили распределение стандартных ошибок методом эмпирического Байесового кригинга (empirical Bayesian kriging, ЕВК) (Krivoruchko, 2012). Кросс-валидационный анализ показал, что интерполяция ЕВК приводит к среднеквадратичной ошибке 1,65 м для 60 000 точек измерений с максимальной ошибкой 38 м. Метод ЕВК подразумевает многочисленные повторные вычисления модели вариограммы для подмножеств точек измерений. Распределение вариограмм затем используется для интерполяции значений и оценки ошибок. Ошибки распространяются в зависимости от плотности (густоты) покрытия ледника профилями измерений, а также от изменчивости толщины льда. Наибольшие ошибки соответствуют областям с наименьшим охватом данных. Другим источником неопределенности являются большие вариации толщины льда на коротких расстояниях, например, в некоторых случаях точки с измеренной толщиной льда в несколько десятков метров располагались вблизи границ ледника (рис. 2.1.4, б).

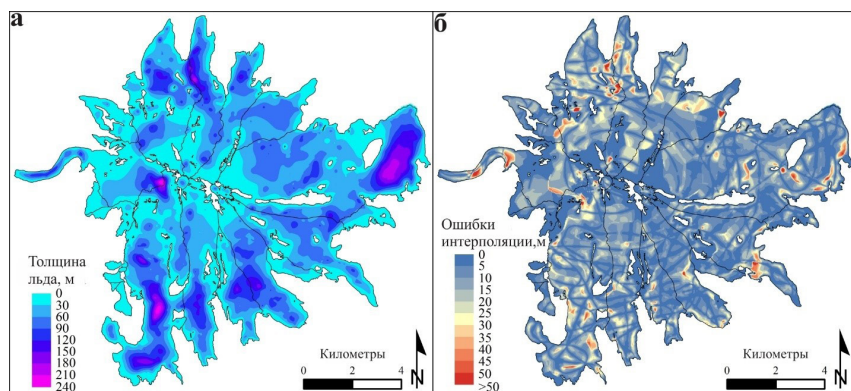


Рис. 2.1.4. Толщина льда ледников Эльбруса (а) и ошибки интерполяции (б)

Для оценки суммарной погрешности расчета объема за счет интерполяции была проанализирована разница между толщинами льда, построенными при использовании низких (0,25 квантиля) и высоких (0,75 квантиля) оценок, основанных на распределении вариограмм. Полученная разность принята за погрешность интерполяции, соответствующую $\pm 4,9$ м для средней толщины ледников Эльбруса. В сочетании с погрешностями измерений окончательная расчетная погрешность в оценке общего объема ледников Эльбруса составляет $\pm 0,859$ км³, или $\pm 17\%$ от общего объема.

Толщина льда и объем ледников

Результаты обработки полученных радарных данных свидетельствуют об их хорошем качестве на участках с ровной, плоской поверхностью ледников. На крутых участках склонов Эльбруса, в особенности в привершинной области, на радарных записях присутствует шум, не позволяющий надежно интерпретировать данные по некоторым профилям. Причиной тому, вероятно, служит недостаточная высота полета над ледником и сильное рассеяние сигнала

от крутых склонов Эльбруса, вблизи которых летел вертолет. Такие данные невозможно было интерпретировать в силу отсутствия на радарных записях границы воздух/лед, т. е. поверхности ледника. В результате даже наличие хорошего сигнала от ложа не позволяет точно пересчитать время запаздывания в толщину льда.

Анализ данных и построенной на их основе карты толщины ледников Эльбруса показал, что максимальные значения толщины льда приходятся на привершинную область, а именно на Западное ледниковое плато — 254 м. Общий объем измеренных ледников составляет $5,03 \pm 0,85$ км³, или $4,27 \pm 0,72$ км³ в слое воды в 2017 г. Учитывая, что площадь неизмеренных ледников составляет всего 4,5 км², предполагается, что общий объем ледниковой системы незначительно превосходит полученное значение. Средняя толщина ледников Эльбруса составляет $44,9 \pm 7,3$ м. Самым крупным из них является Джикиуганкез (ледники Бирджалычиран и Чунгурчатчиран) общей площадью $24,54 \pm 0,25$ км² в 2017 г., его средняя толщина льда равна $56,8 \pm 7,3$ м, максимальная — достигает $204 \pm 11,0$ м, а объем льда составляет $1,39 \pm 0,18$ км³. Следующим по величине является ледник Большой Азау (площадь $16,63 \pm 0,09$ км²) с максимальной толщиной льда $236,9 \pm 12,6$ м и средней — $52,7 \pm 7,3$ м. Эти два ледника содержат 45% всего льда на Эльбрусе (рис. 2.1.4, табл. 2.1.2). Наименьший объем льда ($0,03 \pm 0,01$ км³) из всех выводных ледников Эльбруса заключен в леднике Ирикчат площадью $1,29 \pm 0,01$ км².

Более 60% общего объема ледников ($3,16 \pm 0,56$ км³) сосредоточено на высотах ниже 4000 м. Толщина льда уменьшается с высотой, и только 14% от объема расположено выше 4500 м, преимущественно на Западном плато Эльбруса (рис. 2.1.3, б). Распределение объема льда по отдельным бассейнам и высотным зонам приведено в главе 2 третьей части. Следует отметить, что распределение объема льда зависит от охвата данными радиозондирования; в особенности это касается средних частей ледников, ориентированных на запад. Толщина льда на крутых ($25\text{--}40^\circ$) склонах, как ожидается, будет относительно небольшой, но охват данными таких участков недостаточен для подтверждения этого.

Площадь, толщина и объём ледников Эльбруса по данным анализа космических снимков и радиолокационной съёмки на 2017 г.

№	Номер ледника в каталоге RGI v.6.0	Название	Площадь, км ²	Средняя толщина льда, м	Максимальная толщина льда, м	Объём, км ³
1	RG160-12.00014	Уллучиран	10,59 ± 0,05	40,1 ± 9,2	179,8 ± 9,9	0,42 ± 0,1
2	RG160-12.00014	Уллучиран*	0,07 ± 0,01	—	—	—
3	RG160-12.01124	Карачаул	6,53 ± 0,03	46,6 ± 8,4	209,1 ± 11,3	0,30 ± 0,06
4	RG160-12.00507	Уллукол и Уллума-лиендерку	5,26 ± 0,03	36,5 ± 8,6	150,9 ± 8,6	0,19 ± 0,04
5	RG160-12.00610	Микельчиран	4,71 ± 0,02	42,9 ± 8,2	149,0 ± 8,6	0,20 ± 0,04
6	RG160-12.01061	Джикиуганкез (Бир-джалычиран и Чунгурчагчиран)	24,54 ± 0,25	56,6 ± 7,3	204,3 ± 11,0	1,39 ± 0,18
7	RG160-12.01061	Джикиуганкез*	0,04 ± 0,01	—	—	—
8	RG160-12.01061	Джикиуганкез*	0,06 ± 0,01	—	—	—
9	RG160-12.00345	Ирикчаг	1,29 ± 0,01	23,3 ± 6,2	93,9 ± 6,3	0,03 ± 0,01
10	RG160-12.00730	Ирик	7,89 ± 0,04	46,1 ± 7,3	136,3 ± 8,0	0,36 ± 0,06
11	RG160-12.00730	Ирик*	0,06 ± 0,01	—	—	—
12	RG160-12.00450	№25	1,07 ± 0,01	23,4 ± 6,7	66,9 ± 5,4	0,02 ± 0,01
13	RG160-12.00821	Терскол	6,58 ± 0,03	60,8 ± 7,2	175,2 ± 9,7	0,40 ± 0,05

14	RG160-12.00161	Гарабаши	4,05 ± 0,02	51,9 ± 6,6	159,3 ± 9,0	0,21 ± 0,03
15	RG160-12.00168	Малый Азау	8,50 ± 0,04	40,8 ± 7,2	137,0 ± 8,0	0,35 ± 0,06
16	RG160-12.00080	Большой Азау	16,63 ± 0,09	52,7 ± 7,3	236,9 ± 12,6	0,88 ± 0,12
17	RG160-12.00080	Большой Азау*	0,53 ± 0,01	—	—	—
18	RG160-12.00412	№310	0,07 ± 0,01	—	—	—
19	RG160-12.00213	№311	0,30 ± 0,01	—	—	—
20	RG160-12.00606	№312	0,22 ± 0,01	—	—	—
21	RG160-12.01221	Уллукам	0,65 ± 0,03	—	—	—
22	RG160-12.00042	№313*	0,69 ± 0,01	3,6 ± 6,2	46,4 ± 4,8	0,002 ± 0,004
23	RG160-12.00887	№316	1,09 ± 0,05	—	—	—
24	RG160-12.00887	№316*	0,70 ± 0,03	—	—	—
25	RG160-12.01093	№317	0,63 ± 0,01	11,1 ± 12,5	52,1 ± 4,9	0,007 ± 0,008
26	RG160-12.01093	№317*	0,51 ± 0,10	—	—	—
27	RG160-12.00479	Кюкюртлю	6,69 ± 0,03	34,2 ± 8,3	242,5 ± 12,8	0,23 ± 0,06
28	RG160-12.00671	№319	0,20 ± 0,01	—	—	—
29	RG160-12.00188	Битюктюбе	1,99 ± 0,01	13,1 ± 6,5	87,2 ± 6,1	0,03 ± 0,01
30	RG160-12.00198	№321	0,05 ± 0,01	—	—	—
Все ледники Эльбруса			112,20 ± 0,58			
Ледники Эльбруса с измеренной толщиной льда			107,64 ± 0,55			5,03 ± 0,85

* — часть ледника, отделившаяся от основного тела.

Обсуждение результатов и сравнение с моделями

Основными источниками ошибок в оценке объема ледников являются погрешности измерений и интерполяции. Погрешности измерений при радиозондировании могут быть частично уменьшены за счет улучшения расчетов средней скорости распространения радиоволн (RWV). Однако на практике, когда речь идет о переменных условиях и топографии горного ледника, манипулирование RWV без точного знания основных свойств среды может привести к дополнительным ошибкам. Проблемы, связанные с интерполяцией ограниченного количества радиолокационных данных и прогнозированием ошибок, хорошо известны. Существует несколько подходов к обработке данных: от ручной отрисовки подледникового ложа на основе экспертных оценок (Fischer, Kuhn, 2013) до более сложных методов интерполяции и перекрестной проверки (Lapazaran et al., 2016b). Другой метод включает использование распределенной модели толщины льда, которая может быть проверена и скорректирована с помощью имеющихся данных измерений (Feiger et al., 2018). Такой подход позволяет оценить толщину льда на участках ледника, не охваченных радиолокационной съемкой. Несмотря на относительно хороший охват данными ледников Эльбруса, все еще есть некоторые области без каких-либо измерений или надежных отражений от коренного ложа, которые могут привести к недооценке общего объема льда. Мы сравнили наши результаты с оценками объема ледников Эльбруса на основе комбинации нескольких моделей толщины льда (Farinotti et al., 2019). Общий объем смоделированных 20 крупнейших ледников составляет 8,69 км³, что значительно выше (на 57 %) нашей оценки для этих же ледников (5,03 км³). При этом средние значения толщины льда у смоделированных ледников оказались занижены в среднем на 7,5 м (при разбросе значений от –40 м до +10 м) по сравнению с данными измерений, а максимальные — завышены в среднем на 8 м (при разбросе от –108 м до +100 м). В данном случае это можно объяснить систематической переоценкой максимальной толщины льда (например, максимальная толщина льда, сообщенная в (Farinotti et al., 2019) для ледника Джи-

киуганкез, составляет 304 м, что на 100 м больше измеренной), использованием других контуров ледников (т. е. площадей) и других ЦМР при моделировании.

Мы также сравнили полученные оценки объема льда с результатами модели, основанной на характеристиках ледниковой поверхности (Кутузов и др., 2015). Оказалось, что общий объем ледников Эльбруса отличается от полученных нами менее чем на 3 %, хотя пространственное распределение толщины льда несколько иное. Было также показано, что модели толщины льда работают более эффективно на долинных ледниках, чем на ледниковых куполах и ледниках конических вершин (таких как Эльбрус) (Farinotti et al., 2017). Полученный массив данных может быть использован для валидации моделей толщины льда и дальнейшего совершенствования подходов к моделированию.

Одним из интересных результатов, полученных в результате наших исследований, является обнаружение значительной толщины льда на ледяном поле Джикиуганкез в зоне абляции ледника Чунгурчатчиран, что противоречит предыдущим представлениям. По результатам работ в период проведения Международного геофизического года и Международного гидрологического десятилетия (МГД) было высказано предположение, что толщина льда на большей части ледяного поля Джикиуганкез составляет всего около 13–25 м, что позволило прогнозировать быстрое стаивание ледника на этом участке (Оледенение Эльбруса, 1968). По нашим данным, толщина льда в центральной части этого ледника превышает 200 м, что противоречит этой гипотезе. Кроме того, сравнение двух цифровых моделей рельефа 1997 и 2017 гг. (см.: часть 2, глава 2) выявило уменьшение толщины льда на 30–40 м за этот период, а по данным Е. А. Золотарева с соавторами (Золотарев и др., 2005) ледник потерял 30–40 м в течение предыдущего периода (1957–1997 гг.). Таким образом, в 1950-х гг. максимальная толщина льда здесь могла превышать 320 м, что более чем на 100 м выше, чем в настоящее время (204 м) (рис. 2.1.4). Зная объем льда в 2017 г. и его изменения с 1957 г., можно сделать вывод, что общий объем ледников Эльбруса в 1957 г. составлял около 7,6 км³, что близко к первой оценке, выполненной В. И. Кравцовой (Кравцова, 1967).

В этой, расположенной в понижении рельефа, области Эльбруса сосредоточен значительный объем льда. Исходя из текущей скорости понижения поверхности ледника и характера распределения толщины льда, поток льда из области аккумуляции может замедлиться и в перспективе полностью прекратиться.

Подледный рельеф Эльбруса. Подледниковые озера

Повсеместное сокращение горного оледенения, отмечаемое в последние десятилетия, способствует быстрому формированию и разрастанию ледниковых озер в большинстве горных систем (Kapitsa et al., 2017). Безопасное развитие инфраструктуры в таких районах проблематично без оценки опасности гляциальных паводков и селей. Традиционные способы оценки риска прорыва приледниковых озер и возникновения гляциальных селей по наличию селевых отложений и геоботаническим признакам (Флейшман, 1970) для ледниковых озер неприемлемы, поскольку они формируются на месте отступающих ледников и зачастую являются образованиями, не имеющими исторических аналогов. Географическое положение таких озер, их морфометрия и вероятность прорыва нередко остаются неизвестными до самого прорыва. Возможность их появления на месте отступающих ледников или разрастания уже существующих приледниковых озер не учитывается при зонировании природных опасностей в горных районах.

Все это характерно как для Кавказа в целом, где отмечается наибольшая степень гляциального риска на территории России (Петраков, 2010), так и для Эльбруса. Как и в других горных системах, здесь в последние десятилетия наблюдается заметное сокращение ледников (Kutuzov et al., 2019a), сопровождающееся формированием и ростом ледниковых озер (Petraikov et al., 2012; Докукин, Хаткутов, 2016) и их прорывами (Черноморец и др., 2018). Развитие инфраструктуры при развитии горных территорий на фоне отступления ледников может привести к возникновению ситуаций, когда недавно построенные объекты оказываются в зоне селевой угрозы из-за формирования озер на месте отступающих ледников.

С ростом количества и площади, занимаемой ледниковыми озерами на Эльбрусе, увеличивается и угроза их прорывов. Прорывы ледниковых озер неоднократно приводили к многочисленным жертвам и значительному ущербу в различных горных районах (Harrison et al., 2018). Так, в 2006 г. прорыв озера, расположенного в предполях ледника Джикиуганкез, нанес ущерб строениям курорта Джилысу (Черноморец и др., 2007), незначительные прорывы озера у фронта ледника Малый Азау на Эльбрусе происходили в 1978 и 2011 гг. (Perov et al., 2017).

Определить возможные места образования приледниковых озер в будущем и оценить их параметры можно, зная толщину ледника и рельеф подстилающего ложа.

Рельеф подледного ложа

Данные площадной радиолокационной съемки ледников Эльбруса помимо оценки толщины и объема льда могут быть использованы для составления карты подледного ложа ледников. Для этого кроме значений толщины льда необходимо иметь данные о высоте поверхности ледника. Карта подледного рельефа Эльбруса строилась как разность высотных отметок поверхности ледника по цифровой модели рельефа (ЦМР), в нашем случае использовалась высокоточная ЦМР на основе стереопары Pléiades на 8 сентября 2017 г. (рис. 2.1.5, а), и данных о толщине льда. Очевидно, что значения высоты и уклонов ложа несут в себе погрешности, заложенные в использованную ЦМР, а также погрешности определения толщины льда, интерполяции данных и т.п. Тем не менее эти неточности не оказывают существенного влияния на определение общего характера подледного рельефа.

Анализ полученной карты подледного рельефа (ложа) (рис. 2.1.5, б) показал, что абсолютная высота ложа закономерно увеличивается от языков к верхним частям ледников. В целом рисунок изолиний на ложе ледников отражает рисунок на его поверхности (см. рис. 2.1.5, а, б), но не везде. Рельеф некоторых участков ложа имеет довольно плоскую, а иногда и вогнутую форму. Например, в средней части ледников Джикиуганкез

Таблица 2.1.3

Углы наклона поверхности и ложа ледникового покрова Эльбруса

Название	Площадь, км ²	Уклон поверхности, град.		Уклон ложа, град.		Δ уклон, град.
		Макс.	Сред.	Макс.	Сред.	
Уллучиран	10,59	76,5	23,3	75,0	25,0	-1,7
Карачаул	6,53	66,5	21,9	67,4	23,6	-1,6
Уллукол и Уллума-лиендерку	5,26	55,0	20,7	64,4	21,8	-1,1
Микельчиран	4,71	45,1	19,6	45,8	20,6	-1,0
Джикиуганкез	24,54	77,8	15,0	77,8	17,7	-2,7
Ирикчат	1,29	59,4	13,3	59,5	16,2	-2,9
Ирик	7,89	68,0	15,3	68,2	17,9	-2,6
№ 25	1,07	41,1	12,4	43,0	14,0	-1,6
Терскол	6,58	66,5	18,0	66,3	19,4	-1,4
Гарабаши	4,05	52,3	14,9	54,3	17,4	-2,5
Малый Азау	8,50	69,5	19,7	70,4	21,6	-1,9
Большой Азау	16,63	80,0	18,0	78,5	22,1	-4,2
№ 310	0,07	32,8	23,2	32,8	23,2	0,0
№ 311	0,30	53,7	22,5	50,9	22,3	0,2
№ 312	0,22	71,9	29,5	71,9	29,2	0,3
№ 313*	0,69	77,6	31,0	77,3	30,6	0,4
№ 317	0,63	74,0	32,5	76,7	31,0	1,5
Кюкюртлю	6,69	75,5	25,1	77,1	27,3	-2,2
№ 319	0,20	56,5	34,3	69,6	34,1	0,2
Битюктюбе	1,99	80,5	25,1	80,6	24,8	0,2
Среднее			21,8		23,0	-1,2

* — часть ледника, отделившаяся от основного тела

ниже углов наклона поверхности ледника, а в верхней части области питания, наоборот, выше (рис. 2.1.5, в, г, табл. 2.1.3). Такая

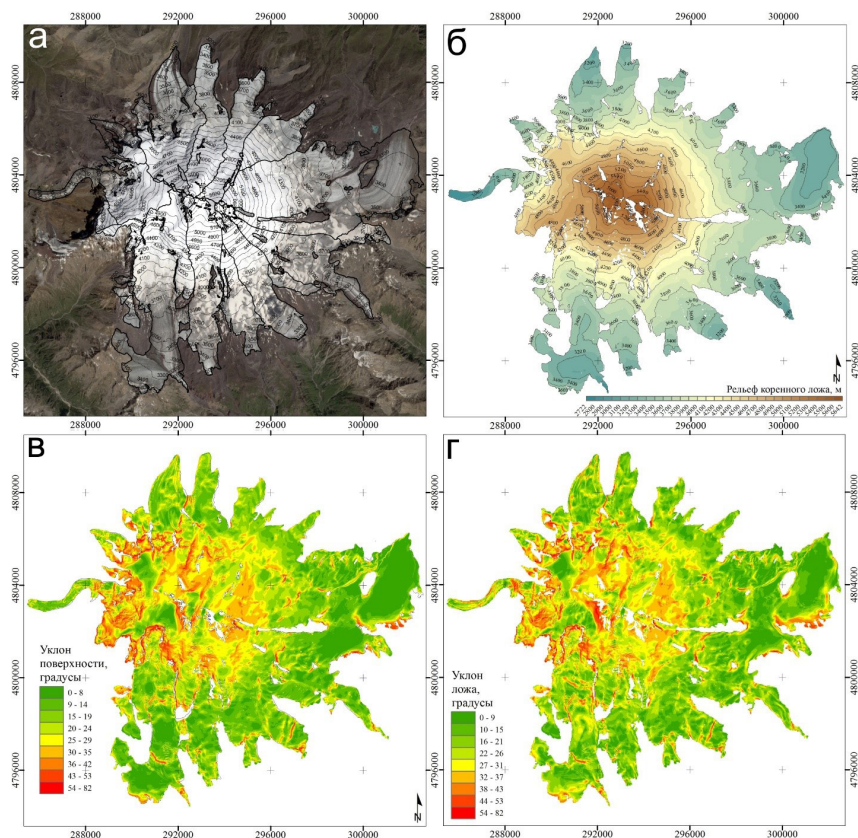


Рис. 2.1.5. Рельеф поверхности ледников Эльбруса (а): тонкие черные линии — изогипсы (показаны через 100 м), толстые черные линии — границы ледосборных бассейнов (ледников); рельеф подледного ложа Эльбруса (б) (изогипсы показаны через 200 м); углы наклона ледниковой поверхности (градусы) (в); углы наклона рельефа ложа (градусы) (г)

и Большой Азау были обнаружены глубокие впадины. Ранее уже была выявлена крупная депрессия на ложе Западного плато Эльбруса (Лаврентьев и др., 2010, Mikhalenko et al., 2015), которая является древним кратером. Углы наклона ложа на языках заметно

картина на ложе ледников Эльбруса позволяет предположить, что в обнаруженных понижениях рельефа может накапливаться вода, причем как после отступления ледников, так и в настоящее время. В следующих разделах описана методика поиска переуглублений на коренном ложе Эльбруса и реконструкции подледной гидрологической сети, по которой вода может поступать в эти депрессии и в будущем при сокращении ледников образовывать приледниковые озера.

Методика поиска участков переуглубленного ложа

Как было показано в (*Linsbauer et al.*, 2016), переуглубления на ложе обнаруживаются путем их заполнения, используя стандартный геоинформационный гидрологический инструмент (Hydrology tools) в программной среде ArcMAP. Следующим шагом было получение уклонов ложа из этой заполненной ЦМР. Были выделены плоские (значения уклона ложа $<1^\circ$) участки на его поверхности. Разностная ЦМР между заполненной и исходной ЦМР без ледников (т.е. батиметрический растр) использовалась для количественной оценки площади и объема переуглублений на ложе ледника. Однако полученный батиметрический растр заполняет переуглубления до краев, что может привести к переоценке потенциального объема будущих озер. Поэтому мы использовали растр с уровнем на 10 м ниже. Таким образом, количество потенциальных озер сократилось. На основе батиметрического растра и контуров полученных переуглублений были рассчитаны средние и максимальные глубины потенциальных озер с использованием зональной статистики. Максимальная длина измерялась вдоль самой длинной оси каждого контура потенциального озера, а средняя ширина была получена путем деления общей площади на максимальную длину.

Второй способ обнаружения участков переуглубленного ложа, а также мест скопления подледниковой воды и реконструкции картины подледного дренажа, т.е. возможных путей стока воды — расчет величины гидравлического потенциала (ГП) ϕ , который рассчитывается из тех же входных данных (ЦМР поверхности и ложа ледника) (*Copland, Sharp*, 2000):

$$\phi = \rho_w g B + f \rho_i g (H - B), \quad (2.1)$$

где f — давление воды на ложе, выраженное в долях давления перекрывающего льда; H — высота поверхности, м; B — высота ложа, м; ρ_w и ρ_i — плотность воды и льда соответственно, кг/м^3 ; g — ускорение силы тяжести м/с^2 ; f принимает значения от 0 до 1, которые отвечают течению воды при атмосферном давлении и при давлении всего перекрывающего льда соответственно. Замкнутые горизонталы в поле ГП свидетельствуют о возможности существования участков с переуглубленным ложем (в том числе подледниковых озер). Оба описанных метода дают схожий результат по местам возможного скопления воды.

Результаты

Пользуясь описанными выше методами, нами были обнаружены 19 участков переуглубленного ложа Эльбруса и смоделирована подледниковая дренажная сеть, по которой вода поступает в эти переуглубления и к фронтам ледников (рис. 2.1.6, табл. 2.1.4). На рис. 2.1.6, а приведено положение переуглубленных участков на коренном ложе Эльбруса при $f = 0$, т.е. без давления перекрывающего льда (без ледников). Красными полигонами показаны участки на ложе, соответствующие минимумам в поле гидравлического потенциала, которые, в свою очередь, говорят о наличии переуглублений, в которых может скапливаться вода. Их количество и площадь больше выделенных цифрами понижений, т.к. для более достоверной оценки мы, как было отмечено выше, понизили их уровень на 10 м. Как видно из рис. 2.1.6, самые крупные переуглубления (№ 6, 16 и 19) площадью 1026, 195 и 415 тыс. м^2 соответственно, расположены на ложе ледников Джикиуганкез и Большой Азау, а их объем составляет 7355, 4522 и 9380 тыс. м^3 соответственно (табл. 2.1.4). Общая площадь переуглублений на ложе Эльбруса составляет 1884 тыс. м^2 , средняя их глубина равна 7 м.

На рис. 2.1.6, б показана картина подледного дренажа и положение замкнутых горизонталей в поле гидравлического потенциала при $f = 1$, т.е. в современных условиях, когда ложе перекрыто

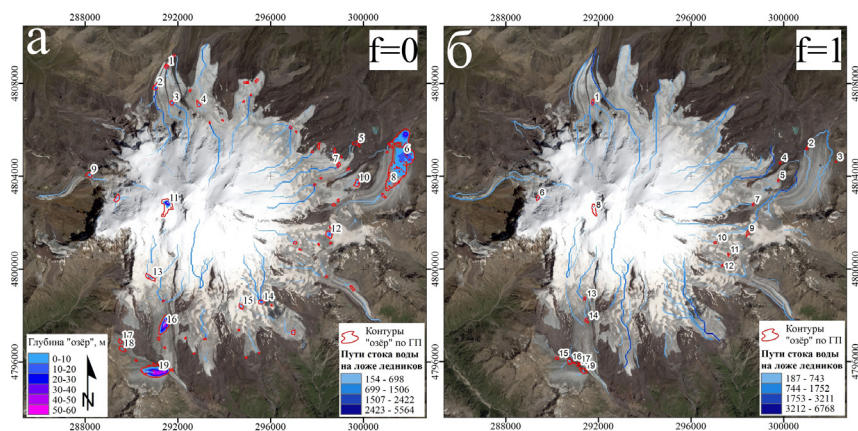


Рис. 2.1.6. Переуглубления (м) на коренном ложе ледников Эльбруса по данным радиозондирования и реконструированная подледниковая дренажная сеть без ледников ($f = 0$) (а) и при их наличии ($f = 1$) (б)

ледником. Заметно различие в положении, количестве и площади найденных понижений в рельефе — их площадь значительно уменьшилась по сравнению с условиями, когда ледника нет. В условиях, когда давления льда не хватает, чтобы выжать всю воду из-под ледников, часть ее вполне может накапливаться в этих понижениях. Общая их площадь составляет 320 тыс. м², самое большое из них находится на ложе Западного плато Эльбруса (№ 8), его площадь составляет 61 тыс. м². Также крупные «подледные озера» № 16 и 19, площадью 42 и 51 тыс. м² соответственно, могут находиться под ледником Большой Азау, в его нижней части, в месте слияния основного потока и льда, текущего с перевала Эхо Войны (рис. 2.1.6, б) (Лаврентьев и др., 2020). В этом месте за последние годы образовался крупный моренный вал, испещренный каналами стока и воронками (рис. 2.1.7).

Реконструкция понижений коренного ложа Эльбруса и мест возможного скопления воды, выполненная по величине гидравлического потенциала, показала, что количество и, главное, плановые размеры таких понижений существенно отличаются в условиях



Рис. 2.1.7. Срединная морена на леднике Большой Азау. Фото И. И. Лаврентьева от 01.07.2013

отсутствия льда ($f = 0$) и при современном состоянии оледенения (2017 г.) ($f = 1$). При полном исчезновении ледников на склонах Эльбруса может образоваться не менее 19 новых озер общей площадью 1890,8 тыс. м² и средней глубиной 6,9 м. При этом самые глубокие озера окажутся в современной области абляции ледника Большой Азау в интервале высот 3100–3400 м. Самое крупное по площади (1025,8 тыс. м²) прогляциальное озеро образуется на месте языка ледника Джикиуганкез, его максимальная глубина будет достигать 40 м при среднем значении 7,2 м (табл. 2.1.4).

В современных условиях, когда Эльбрус покрыт ледником, также возможно существование депрессий, заполненных водой. Как показали результаты моделирования, такие участки могут существовать на ложе ледников Уллучиран, Джикиуганкез, Ирик, Большой Азау и Кюкюртлю (Лаврентьев и др., 2019). Крупнейшее понижение, где возможно наличие жидкой воды, находится в привершинной области Эльбруса на Западном плато. Косвенным подтверждением этого можно считать результаты моделирования донного таяния на основе данных термометрии глубокой скважины, пробуренной на Западном плато Эльбруса в 2009 г. Результаты моделирования показали, что донное таяние возможно подо льдом

Таблица 2.1.4

Переуглубления на ложе ледникового покрова Эльбруса

Переуглубление	Ледник	Координаты центров переуглублений		Площадь тыс. м ²	Макс. длина, м	Средняя ширина, м	Макс. глубина, м	Средняя глубина, м	STD	Объём тыс. м ³
		Широта, град.	Долгота, град.							
1	Уллучиран	42,42568	43,40241	7	100	71	11	5	3	38
2	Уллучиран	42,42012	43,39417	19	161	115	16	7	5	135
3	Уллучиран	42,42907	43,38853	12	136	91	12	6	4	69
4	Карачаул	42,44343	43,38803	9	135	69	11	6	4	54
5	Джиккиуганкез	42,52788	43,37469	3	83	30	1	1	0	2
6	Джиккиуганкез	42,55234	43,37111	1026	1999	513	40	7	6	7355
7	Джиккиуганкез	42,51849	43,36654	3	84	39	3	2	1	5
8	Джиккиуганкез	42,54574	43,35997	22	186	120	4	2	1	36
9	Кюкюртлю	42,38635	43,35958	11	130	87	14	5	5	60
10	Джиккиуганкез	42,52869	43,35954	22	229	96	12	4	4	92
11	Кюкюртлю/ Большой Азау	42,42804	43,34938	72	358	201	46	17	13	1217
12	Джиккиуганкез	42,51452	43,33940	30	199	149	23	9	7	263
13	Большой Азау	42,42041	43,32052	14	262	55	6	3	3	37
14	Терскол	42,47976	43,31236	16	154	104	18	7	5	116
15	Гарабаши	42,46882	43,31047	8	114	69	5	2	2	17
16	Большой Азау	42,42869	43,30230	195	747	260	56	23	15	4522
17	Большой Азау	42,40549	43,29539	3	66	49	4	1	2	5
18	Большой Азау	42,40638	43,29253	4	81	51	3	1	2	2
19	Большой Азау	42,42524	43,28430	415	1163	357	55	23	16	9380
Среднее				100	336	133	18	7		1232
Сумма				1884						23405

толщиной более 220 м (здесь максимальная толщина льда достигает ~240 м), но его значение не превышает 10 мм в.э./год (Mikhalenko et al., 2015).

Учитывая разрешение воздушной радиолокационной съёмки, ошибки ЦМР и погрешности при интерполяции толщины льда, приведённые оценки могут содержать неточности. Проведение детальной наземной радиолокационной съёмки позволит получить достоверные количественные данные и уточнить размеры вероятных озёр под ледниками Эльбруса.

Глава 2

Изменение объема ледников

*С. С. Кутузов, А. М. Смирнов,
И. И. Лаврентьев, Г. А. Носенко*

Для оценки изменения высоты поверхности ледников Эльбруса и баланса их массы за последние 20 лет (1997–2017) нами были использованы данные аэрофото-, космических съемок и цифровых моделей рельефа.

Стереопара и ЦМР Pléiades на 2017 г. были предоставлены Французским космическим агентством (CNES) в рамках программы по наблюдениям за ледниками из космоса с использованием спутников «Плеяды» (Pléiades Glacier Observatory). ЦМР разрешением 4 м/пиксел была создана на основе изображений «Плеяды» от 8 сентября 2017 г. с помощью алгоритма Ames Stereo Pipeline (Shean et al., 2016). Вертикальная точность этой ЦМР была оценена ранее (Belart et al., 2017; Berthier et al., 2014; Marti et al., 2016) и находится в пределах $\pm 0,5$ м. ЦМР 1997 г. получена в результате аэрофотосъемки, проведенной на Эльбрусе 8 сентября 1997 г. Лабораторией аэрокосмических методов географического факультета МГУ (Золотарев, Харьковец, 2000). ЦМР была создана из 10 стереопар. Изображения оцифровывались с помощью фотограмметрического сканера и затем привязывались с помощью набора наземных контрольных точек с 1,5 м горизонтальной и вертикальной погрешностью. Было использовано около 100 000–150 000 контрольных точек, подобранных стереоскопически для каждой стереопары.

Среднее расстояние между точками составило 20 м, что позволило создать ЦМР с вертикальной точностью ± 1 м (Золотарев, Харьковец, 2000). Наличие на аэрофотоснимках затененных слепых зон и участков, покрытых свежим снегом (рис. 2.2.1), привело к снижению плотности контрольных точек и, следовательно, большей неопределенности на некоторых участках. ЦМР 1997 г. имеет пространственное разрешение 10 м.

Для оценки площадных изменений оледенения Эльбруса за период 1997–2017 гг. мы использовали ортофотоплан Эльбруса на 1997 г. (разрешение 2,2 м), созданный в виде мозаики аэрофотоснимков; космический снимок «Плеяды» 2017 г. с разрешением 0,5 м и космический снимок SPOT7 (разрешение 1,5 м), полученный 20 августа 2016 г. Кроме того, для корректировки контуров ледников были использованы аэро- и наземные фотографии, полученные во время полевых работ в 2013–2017 гг. (табл. 2.1.1).

Методы исследования

Изменение высоты поверхности ледников Эльбруса в 1997–2017 гг. рассчитано с использованием разностной ЦМР. После первоначальной обработки (перепроецирование и пересчет до 10 м/пиксель) ЦМР 1997 г. была вычтена из ЦМР 2017 г. В результирующей (разностной) ЦМР были выявлены рельефные структуры за пределами ледникового покрова (рис. 2.2.2), что говорит о смещении одной модели по горизонтали относительно другой; таким образом, для этих ЦМР требуется точное пространственное совмещение, или корегистрация. Решение задачи горизонтальной корегистрации ЦМР было показано в работе (Nuth, Kääb, 2011) и состоит в нахождении параметров сдвига с помощью аналитического уравнения регрессии.

Разность высот, полученная вычитанием ЦМР, описывается уравнением:

$$\Delta h = a \cdot \cos(b - \psi) \cdot \tan(\alpha) + \underline{\Delta h}, \quad (2.2)$$

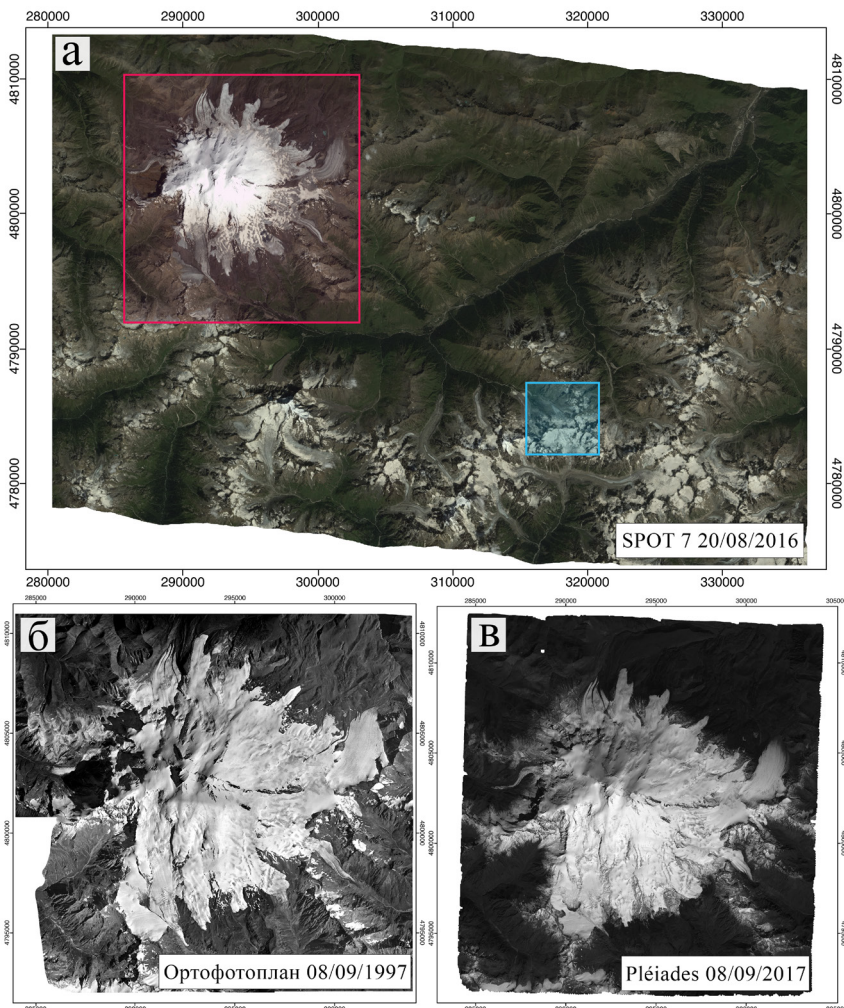


Рис. 2.2.1. Используемые изображения: а) спутниковый снимок SPOT 7, полученный 20.08.2016. Эльбрус показан красным прямоугольником, ледник Джанкуат — синим прямоугольником; б) мозаика полученных аэрофотоснимков во время аэрофотосъемки ледников Эльбруса 08.09.1997; в) снимок «Плеяды», полученный 08.09.2017

а горизонтальный сдвиг выражается уравнением:

$$\frac{\Delta h}{\tan(\alpha)} = a \cdot \cos(b - \psi) + c, \quad (2.3)$$

где Δh — индивидуальная разница высот, α — уклон поверхности, ψ — экспозиция склона, Δh — общее смещение высот между двумя наборами данных.

Вектор смещения имеет горизонтальную (а) и вертикальную составляющие (с), а также некоторое направление (b). Кроме того, искажение значения Δh зависит от уклона. Синусоидальная зависимость перепадов высот над устойчивым рельефом от экспозиции показана на рис. 2.2.2, д. Расчет параметров в уравнении (2.3) и аппроксимация данных синусоидой выполнена методом наименьших квадратов. Поскольку предлагаемое решение аналитическое, а рельеф не является аналитической поверхностью, может потребоваться несколько итераций для корегистрации одной ЦМР в другую. В оригинальном методе (Nuth, Kääb, 2011) было предложено завершить процесс, когда расчетный сдвиг составляет менее 0,5 м. В нашем случае к ЦМР 1997 г. было применено заключительное горизонтальное смещение, составившее 0,09 м, а расчетное вертикальное смещение последней итерации составило 0,36 м.

После процедуры корегистрации были выявлены некоторые области инструментальных искажений в ЦМР 1997 г. (рис. 2.2.2, б). Природа таких артефактов может быть обусловлена проблемами во время одного из аэрофотосъемочных полетов в 1997 г. над северными склонами Эльбруса (Ю. Г. Селиверстов, персональное сообщение). Области на неледниковой части могут быть исключены из анализа, поскольку они не участвуют в дальнейших расчетах; однако неверные данные по ледниковой поверхности необходимо было устранить. В этом случае автоматизированная аналитическая коррекция с помощью какой-либо функции невозможна, т. к. искажения не являются случайными. Границы ошибочных высот определялись путем анализа распределений значений Δh по продольному и поперечному профилям. На основе резких изменений, в местах, где этому нет логического объяснения, были определены

границы нарушений и, соответственно, определены значения корректировок (1–4 м). По большей части предполагаемый дефект ледниковой поверхности совпадал с генетическим искажением стабильного рельефа, поэтому были внесены поправки как в ледниковые, так и в неледниковые районы, которые отвечали требованию минимального искажения исходных данных.

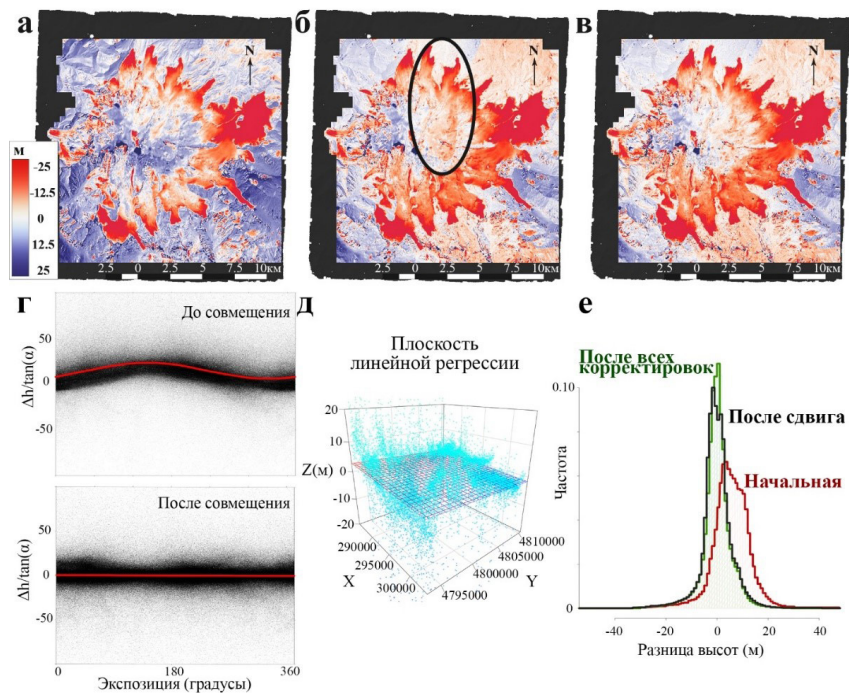


Рис. 2.2.2. Исходная разностная карта высот (Δh) между ЦМР 2017 (Pléiades) и 1997 (МГУ): а) до и б) после корегистрации; в) окончательный растр перепада высот после поправки вдоль поперечного сечения и ручной корректировки; г) графики показывают зависящее от экспозиции распределение направления сдвига и его величины на устойчивой местности до и после корегистрации; д) поверхность регрессии для коррекции вдоль и поперек линии ЦМР 1997 г.; е) улучшение распределения значений Δh путем внесения корректировок

Разностный растр взаимно совмещенных ЦМР имеет градиент значений с запада на восток. Такое смещение можно исправить, построив плоскости регрессии (рис. 2.1.5, д). Анализ сочетает в себе поиск продольных (юг – север) и поперечных (запад – восток) искажений. Для продольно-поперечной коррекции (которая в данном случае действует как операция наклона одной из ЦМР) было принято линейное приближение:

$$\Delta h = aX + bY + c. \quad (2.4)$$

Коэффициенты a и b из уравнения (2.4) равны касательным углам наклона плоскости в поперечном и продольном направлениях соответственно. После того, как эта коррекция была применена, был повторен анализ корегистрации, который выявил дополнительный сдвиг ЦМР на 1,4 м.

Таким образом, были сделаны три типа корректировок ЦМР: горизонтальный сдвиг, устранение артефактов и наклон одной модели относительно другой. Эта процедура устранила вертикальные смещения двух моделей и уменьшила погрешности на 12,3%. Окончательные параметры коррекции приведены в табл. 2.2.1.

Таблица 2.2.1

Список корректировок, внесенных в ЦМР 1997 г., и стандартных отклонений (σ) значений Δh на устойчивой местности

X	+5,73 м
Y	-7,94 м
Z	-4,80 м
X склон	-0,0085°
Y склон	-0,0059°
Исходное σ (± 50 м)	8,71 м
После корегистрации σ	8,00 м
Итоговое σ (± 50 м)	6,64 м

Области, покрытые свежавывавшим снегом, хорошо заметны на исходных изображениях. Снежный покров имел схожее распределение на обоих снимках, а полевые данные о толщине снежного покрова, собранные в ходе изучения баланса массы ледника Гарабаши, подтвердили, что снежный покров образовался в результате одного снегопада и имел толщину несколько сантиметров, поэтому дополнительная коррекция не применялась.

Исключение аномальных значений и расчет изменений массы ледника

На результирующей разностной ЦМР было выявлено несколько резко отличающихся значений как на стабильном рельефе, так и на поверхности ледников. Для неледниковых участков перепады высот более 50 м были исключены из статистического анализа. Зоны ошибочных отклонений над ледниками соответствуют в основном очень крутым склонам, ледопадам и сбросам. Распределения значений Δh рассчитывались для 100-метровых высотных зон, а затем из анализа исключались отклонения, превышающие 2σ (рис. 2.2.3, а). Экстремальные значения можно увидеть на рис. 2.1.6, б, который иллюстрирует распределение значений Δh с высотой над ледниками.

Изменение объема ледников ΔV (м³) было рассчитано как:

$$\Delta V = \overline{\Delta h} \cdot A_{1997}, \quad (2.5)$$

где $(\overline{\Delta h})$ (м) — среднее изменение высоты ледниковой поверхности за период 1997–2017 гг., а A_{1997} — площадь поверхности ледника (м²) в 1997 г.

Средняя по площади скорость изменения баланса массы (м в.э. / год) рассчитывалась как:

$$\overline{B_a} = \frac{\Delta V \cdot f_p}{A \cdot \Delta t}, \quad (2.6)$$

где f_p — коэффициент пересчета, Δt — продолжительность периода (20 лет), а \overline{A} — средняя площадь ледников между 1997 и 2017 гг. Учитывая высокую пространственную изменчивость плотности снега/фирна/льда на ледниках Эльбруса, которые охватывают диапазон высот более 3000 м, средние изменения высот были преобразованы в изменение массы с использованием коэффициента преобразования постоянной плотности $0,85 \pm 0,06$ (Huss, 2013).

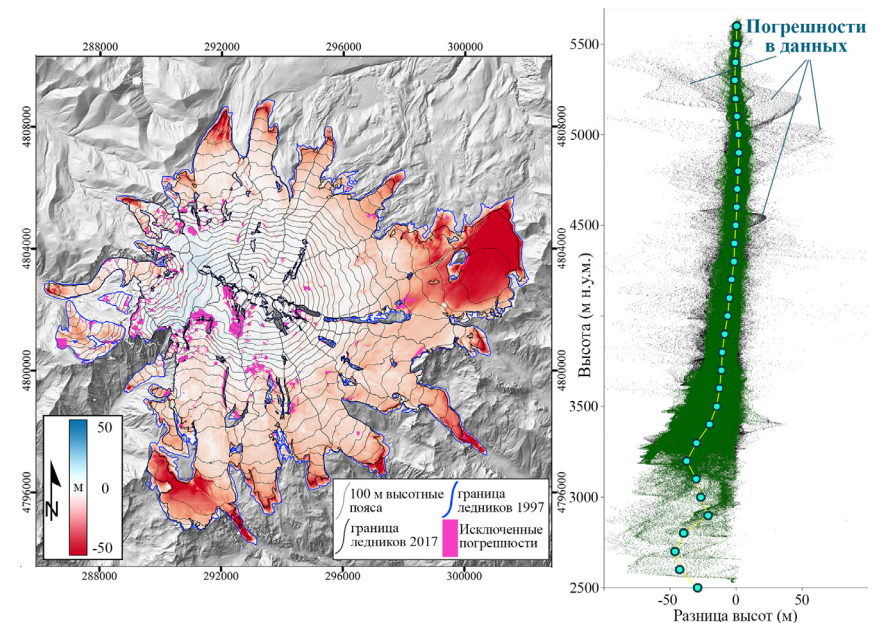


Рис. 2.2.3. а) изменения высоты поверхности ледников Эльбруса за период 1997–2017 гг. Тонкие черные линии — изогипсы (через 100 м), толстые линии — границы ледосборных бассейнов. Прямоугольные координаты пересчитаны для проекции UTM Зона 38. ЦМР Pléiades 2017 г. используется в качестве подложки; б) график распределения Δh с высотой. Зеленым цветом отмечены точки, используемые в расчетах, черным — удаленные выбросы (соответствующие розовым затененным областям на карте). Синими точками обозначены средние значения Δh для каждой 100-метровой высотной зоны

Контурсы ледников

Контурсы ледников Эльбруса были проведены вручную с использованием ортоизображения 1997 г., космических снимков «Плеяды» на 2017 г. и SPOT7 на 2016 г. для визуального контроля и уточнения положения нунатаков в районах, покрытых свежим снегом на снимке «Плеяды». Кроме того, мы использовали большую базу данных аэро- и наземных фотографий, полевых данных и радиолокационных измерений для уточнения границ заморенных участков ледников. Границы, выделенные с использованием изображения 1997 г., были скорректированы с целью включения частей, показавших значительное истончение с 1997 по 2017 г. На основе анализа рельефа поверхности были определены ледоразделы и оконтурены ледосборные бассейны.

Был использован множественный подход оцифровки для оценки неопределенности в области ледника (Paul et al., 2013). Контурсы ледников дешифрированы независимо тремя людьми с использованием всех доступных материалов. Сравнение показало, что максимальная разница общей площади ледников Эльбруса составила 0,65 км², или менее 1% от общей площади. Для заморенных участков ледников неопределенность достигала 20%. Результирующая неопределенность каждого отдельного ледника представляет собой абсолютную максимальную разницу между тремя оцифрованными контурами.

Оценка погрешностей

Мы определили несколько источников погрешностей, которые повлияли на общую оценку неопределенности при расчете изменений объема ледников Эльбруса ($\epsilon_{\Delta v}$). Их сочетание варьируется для различных результатов. Средняя погрешность изменения высоты поверхности ледников (ϵ_h) зависит от точности ЦМР и числа точек измерений. Среднегодовая погрешность баланса массы (ϵ_{Ba}) преобразуется в объем, суммированный по интересующей области, объединенный с допущением по плотности (ϵ_ρ) и погрешностью определения площади ледников (ϵ_A). Наконец, при оценке от-

носительного уменьшения объемов льда для конкретного бассейна, вышеуказанные ошибки суммируются с общей суммой погрешности расчета объема (ϵ_v), которая в свою очередь включает в себя погрешность радиолокационных измерений толщины льда (ϵ_{gr}) и погрешность интерполяции (ϵ_{int}).

Ошибки в значениях изменения высоты поверхности ледников оценивались следующим образом. Индивидуальные ошибки ($\epsilon_{\Delta h_i}$) для пикселей считались равными стандартному отклонению разностной ЦМР по неледниковым поверхностям (6,64 м). Ошибки в среднем изменении высот по высотным зонам и ледникам были рассчитаны с учетом стандартного отклонения Δh от неледниковых областей, а также степени пространственной корреляции. Мы придерживаемся подхода, предложенного ранее (Rolstad et al., 2009; Fischer et al., 2015). Это требует оценки области (A_{corr}), где ошибки рассматриваются как пространственно-коррелированные с использованием уравнения (2.7):

$$A_{corr} = \pi R^2, \tag{2.7}$$

где R — радиус круговой области, равный расстоянию пространственной корреляции (120 м), которая была оценена путем расчета модели одиночной сферической вариограммы для значений разностной ЦМР на устойчивой (неледниковой) поверхности (рис. 2.2.4). Погрешность средней разницы высоты поверхности по заданной площади рассчитывалась по формуле (2.8) (Rolstad et al., 2009):

$$\epsilon_{\Delta h} = \sqrt{\sigma_{\Delta h}^2 \cdot \frac{A_{corr}}{5 \cdot A_{1997}}}, \tag{2.8}$$

где $\sigma_{\Delta h}$ — стандартное отклонение Δh по неледниковым районам, а A_{1997} — площадь в 1997 г.

При расчете суммарной погрешности Δh , взвешенные погрешности по высотным зонам были суммированы по всем ледникам Эльбруса. Неопределенность изменения объема (ϵ_v) и осредненный

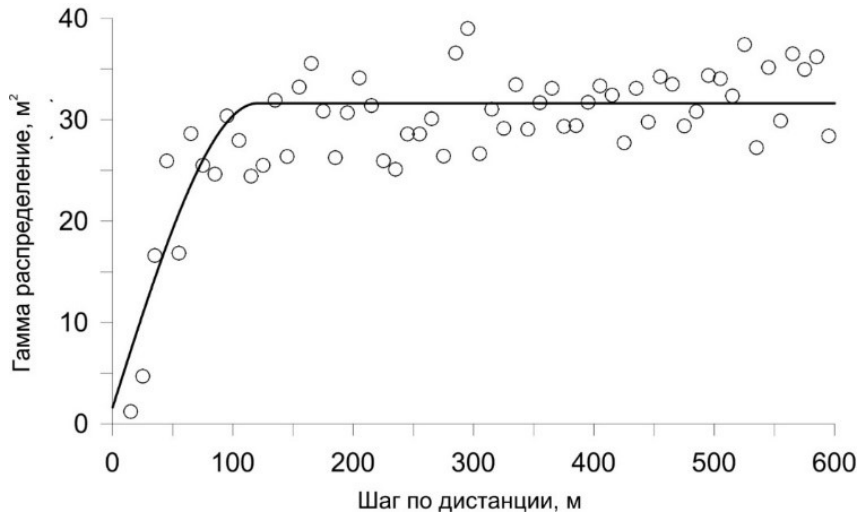


Рис. 2.2.4. Модель одинарной сферической вариограммы для разностной ЦМР по стабильной (неледниковой) местности

по площади темп изменения баланса массы (ϵ_{Ba}) для каждого ледника рассчитаны используя уравнения (2.9) и (2.10) следующего вида (Fischer et al., 2015; Zhou et al., 2019):

$$\epsilon_{\Delta v} = \epsilon_{\Delta h} \cdot A_{1997}, \quad (2.9)$$

$$\epsilon_{Ba} = \frac{\sqrt{\left(\frac{\Delta V \cdot \epsilon_p}{A}\right)^2 + \left(\frac{\epsilon_v \cdot f_p}{A}\right)^2 + \left(\frac{\Delta V \cdot f_p \cdot \epsilon_A}{A}\right)^2}}{\Delta t}, \quad (2.10)$$

где f_p — коэффициент преобразования плотности (0,85), а ϵ_p — неопределенность коэффициента пересчета (0,06), ϵ_A — неопределенность площади ледника (табл. 2.2.2).

Результаты

Изменение площади

С 1997 по 2017 г. общая площадь ледников Эльбруса уменьшилась с $125,76 \pm 0,65$ до $112,20 \pm 0,58$ км², причем скорость сокращения составляла 0,54% в год. За этот период пять небольших ледников общей площадью $0,76 \pm 0,01$ км² отделились от Эльбрусской ледниковой системы (рис. 2.2.3). Сокращение площади происходило не только в силу отступления языков ледников, но и из-за увеличения площади существующих нунатаков и появления новых скальных выходов ниже 4500 м. Ледники Эльбруса характеризовались различным относительным уменьшением площади. Максимальное уменьшение площади среди выводных ледников было зарегистрировано для ледника Ирикчат (Рис. 2.1.1, а, N9), который потерял почти 30% своей площади с 1997 по 2017 г. (табл. 2.2.2). Два покрытых мореной ледника (N316 и N317), расположенные на западном склоне (см. рис. 2.1.1, а, N23 и N26), вели себя по-разному. Несмотря на большую неопределенность границ заморененных ледников, мы предполагаем, что в период с 1997 по 2017 г. площадь ледника N317 не изменилась, в то время как ледник N316 распался на две части. При этом в восточной части ледника (N316*) зарегистрировано увеличение высоты поверхности в нижней части и незначительное (50–70 м) наступание (рис. 2.2.5).

Изменение высоты поверхности и объема ледников

За 20 лет с 1997 по 2017 г. высота поверхности ледников Эльбруса в среднем понизилась на $12,22 \pm 0,28$ м. Наиболее значительное таяние отмечено ниже 2900 м, где толщина льда уменьшилась в среднем на $38,5 \pm 1,8$ м за счет истончения двух низко лежащих языков ледников Большой Азау и Ирик (рис. 2.2.3, б). К 2017 г. только около 1% от общего объема льда располагалось на высотах ниже 3200 м. Самое значительное понижение высоты поверхности произошло в интервале высот 3200–3400 м на обширных плоских участках ледников Джикиуганкез и Большой Азау, где толщина льда в среднем уменьшилась на $45,6 \pm 1,5$ и $30,5 \pm 1,0$ м соответственно.

Таблица 2.2.2

Изменение площади, объема и высоты поверхности, а также геодезический баланс массы ледников Эльбруса с 1997 по 2017 г.

Номер	Название	ΔA		ΔV		Δh		bn mwe a ⁻¹
		%	%	m	m			
1	Улучиран	-7,3	-13,4	-5,78 ± 0,19	-	-0,25 ± 0,02	-	-
2	Улучиран*	-	-	-	-	-	-	-
3	Карачаул	-5,8	-10,6	-5,23 ± 0,24	-	-0,23 ± 0,02	-	-
4	Уллукол и Уллума-лиендерку	-13,6	-20,0	-7,94 ± 0,26	-	-0,36 ± 0,03	-	-
5	Микельчиран	-8,9	-22,6	-11,50 ± 0,28	-	-0,51 ± 0,04	-	-
6	Джикиганкез (Бирджальчиран и Чунгурчагчиран)	-11,3	-30,2	-21,56 ± 0,12	-	-0,97 ± 0,07	-	-
7	Джикиганкез*	-	-	-	-	-	-	-
8	Джикиганкез*	-	-	-	-	-	-	-
9	Ирикчат	-27,0	-47,4	-15,37 ± 0,47	-	-0,76 ± 0,06	-	-
10	Ирик	-9,7	-24,9	-13,83 ± 0,21	-	-0,62 ± 0,04	-	-
11	Ирик*	-	-	-	-	-	-	-
12	№ 25	-15,1	-43,2	-14,92 ± 0,56	-	-0,69 ± 0,06	-	-
13	Терскол	-7,1	-16,7	-11,19 ± 0,24	-	-0,49 ± 0,04	-	-

14	РГ160-12.00161	Гарабаши	-13,2	-25,7	-14,21 ± 0,29	-	-0,65 ± 0,05
15	РГ160-12.00168	Малый Азау	-9,7	-18,7	-8,52 ± 0,21	-	-0,38 ± 0,03
16	РГ160-12.00080	Большой Азау	-15,0	-23,2	-13,49 ± 0,14	-	-0,61 ± 0,04
17	РГ160-12.00080	Большой Азау*	-	-	-	-	-
18	РГ160-12.00412	№ 310	-44,4	-	-14,76 ± 1,72	-	-0,81 ± 0,11
19	РГ160-12.00213	№ 311	-35,7	-	-11,61 ± 0,93	-	-0,60 ± 0,06
20	РГ160-12.00606	№ 312	-29,5	-	-13,81 ± 1,14	-	-0,69 ± 0,05
21	РГ160-12.01221	Уллукам	-12,7	-	-10,18 ± 0,73	-	-0,46 ± 0,05
22	РГ160-12.00042	№ 313*	-32,4	-10,6	-0,29 ± 0,62	-	-0,01 ± 0,03
23	РГ160-12.00887	№ 316	-59,9	-	-10,29 ± 0,38	-	-0,53 ± 0,05
24	РГ160-12.00887	№ 316*	-	-	-	-	-
25	РГ160-12.01093	№ 317	+0,0	+17,8	1,98 ± 0,80	-	0,08 ± 0,03
26	РГ160-12.01093	№ 317*	0,0	-	-1,30 ± 0,89	-	-0,06 ± 0,04
27	РГ160-12.00479	Кюкюртлю	-5,1	-5,0	-1,86 ± 0,24	-	-0,08 ± 0,01
28	РГ160-12.00671	№ 319	-30,7	-	-9,29 ± 1,17	-	-0,47 ± 0,07
29	РГ160-12.00188	Битюктюбе	-4,8	-35,3	-6,76 ± 0,44	-	-0,29 ± 0,03
30	РГ160-12.00198	№ 321	-	-	-	-	-
Все ледники Эльбруса			-10,8		-12,22 ± 0,28		-0,55 ± 0,04
Ледники Эльбруса с измеренной толщиной льда			-10,7	-22,8	-12,35 ± 0,28		-0,55 ± 0,04

* — часть ледника, отделившаяся от основного тела.

С 1997 по 2017 г. средний баланс массы ледников Эльбруса составлял $-0,55 \pm 0,04$ м.в.э. в год. Наиболее отрицательный средний баланс массы составляет $-0,97 \pm 0,07$ м.в.э. для ледника Джикиуганкез, за которым следуют ледники Ирикчат ($-0,76 \pm 0,07$ м.в.э.) и ледник N25 ($-0,69 \pm 0,05$ м.в.э.) (рис. 2.2.6). Баланс массы трех северных ледников составлял в среднем $-0,27 \pm 0,04$ м.в.э. в год, в то время как пять ледников на южном склоне теряли $0,54 \pm 0,10$ м.в.э. в год. Наименьшая отрицательная скорость изменения баланса массы была рассчитана для ледника Кюкюртлю, а единственный ледник, который показал прирост массы, — ледник № 317, расположенный выше 3700 м (рис. 2.2.6).

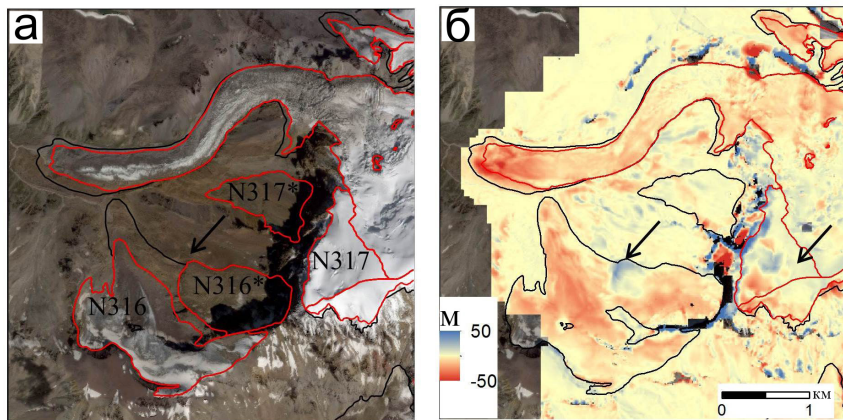


Рис.2.2.5. Изменение площади (а) и высоты поверхности (б) в западном секторе оледенения Эльбруса. Увеличение высоты поверхности ледника N316* отмечено стрелкой

Ледники Эльбруса, лежащие ниже 4500 м над уровнем моря, теряют массу. Ледники на северных склонах в высотном диапазоне 4000–4500 м характеризовались меньшими отрицательными значениями баланса массы, в то время как ледники южного склона Эльбруса теряли массу более высокими темпами (рис. 2.2.6, 2.2.7). К 2017 г. ледники Эльбруса потеряли 22,8% от своего объема по сравнению с 1997 г. Отдельные ледники потеряли в сред-

нем 21,4% ($\sigma = 12,4$) льда. Два ледника на южном склоне, Ирикчат и № 25, сократились больше других: 47,4% (2,4% в год) и 43,2% (2,2% в год) соответственно. Уменьшение массы двух крупнейших ледников (Джикиуганкез и Большой Азау) составляет 57,8% от общего уменьшения объема.

Ледниковая система Эльбруса потеряла в 1997–2017 гг. более 42% от своего общего объема ниже 3500 м; 20% — в диапазоне высот 3500–4000 м и около 8% — между высотами 4000 и 4500 м.

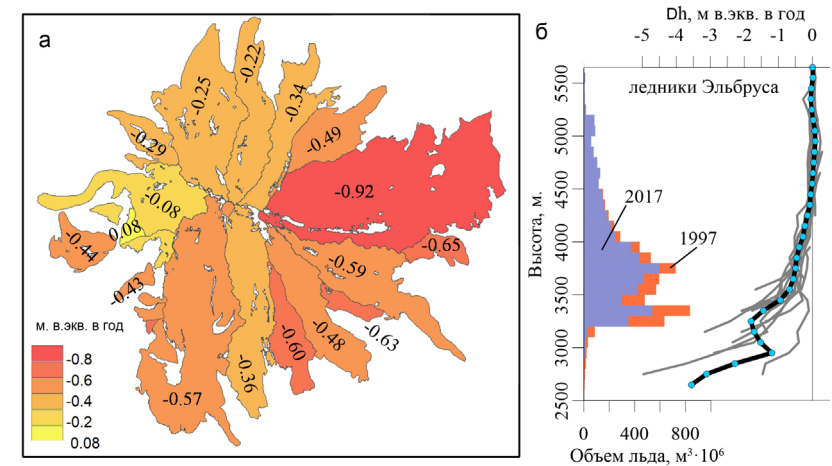


Рис. 2.2.6. Баланс массы ледников (а), распределение объема ледников Эльбруса по высоте в 1997 и 2017 гг., а также изменение высоты поверхности ледников (черная кривая — среднее) (б). Аналогичные графики для отдельных ледников представлены на рис. 2.2.7

Изменения массы ледников Эльбруса были оценены ранее геодезическими методами за два периода: 1887–1957 и 1957–1997 гг. (Золотарев, 2009). В итоге был сделан вывод, что деградация оледенения шла постепенно, а скорость убыли льда в последний период была ниже. Средняя скорость изменения высоты поверхности за первый период составила $-0,29$ м.в.э. в год и $-0,17$ м.в.э. в год в 1957–1997 гг. (Золотарев, 2009). За 40 лет объем ледников

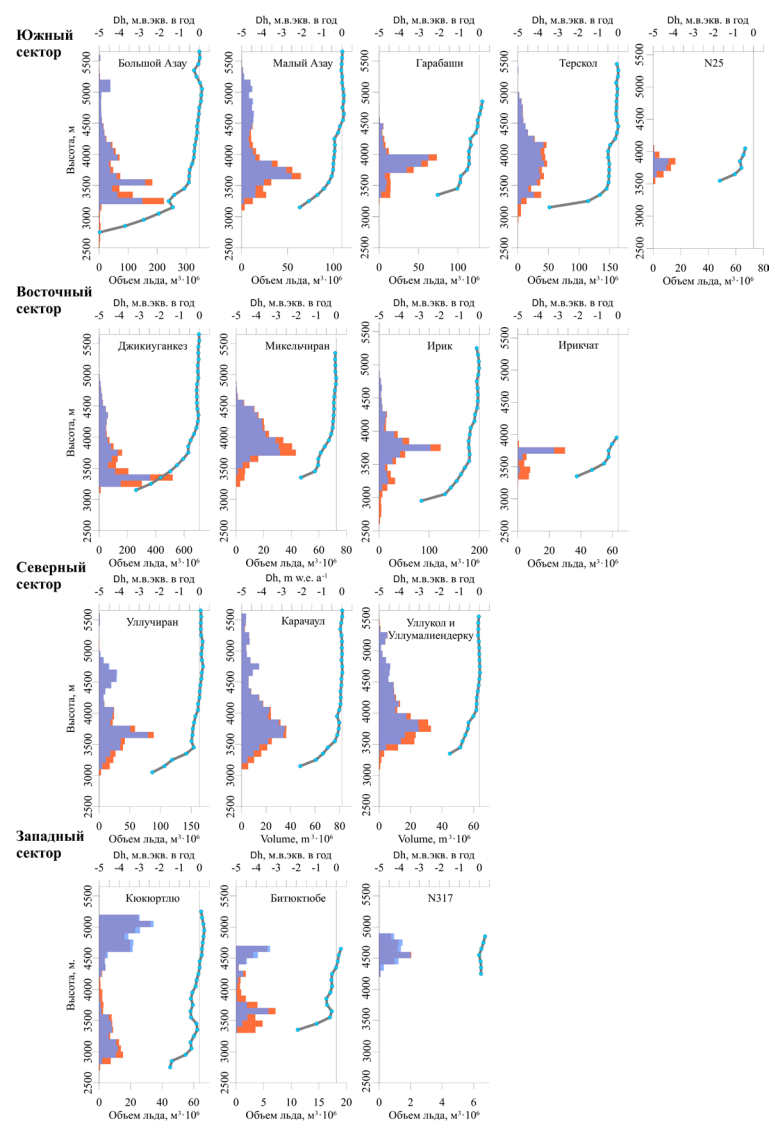


Рис. 2.2.7. Распределение объема ледников Эльбруса по высоте в 1997 и 2017 гг. и изменение высоты поверхности по 100-метровым высотным интервалам

Эльбруса уменьшился на $1,20 \pm 0,02 \text{ км}^3$, а 45% этого снижения было связано с сокращением ледника Джикиуганкез, в то время как 98% потерь объема произошло ниже 4000 м.

В ряде публикаций, где обсуждалось изменения площади и отступление ледников, ледники Эльбруса считались менее чувствительными к текущим изменениям климата из-за их более высокого положения и большой площади зоны аккумуляции (*Shahgedanova et al., 2014; Tielidze, Wheate, 2018*). Наши результаты показывают, что объем льда уменьшался вдвое быстрее, чем площадь, и что ледники Эльбруса характеризуются отрицательным балансом массы (табл. 2.2.2). Темпы сокращения ледников Эльбруса утроились в последнее время (1997–2017 гг.) по сравнению с периодом 1957–1997 гг.

Наши результаты согласуются с результатами длиннопериодных измерений баланса массы двух эталонных ледников Кавказа. Ледник Джанкуат, расположенный в 21 км к юго-востоку от п. Терскол (рис. 2.2.1), имеет самый длинный ряд измерений баланса массы на Кавказе, начатый еще в 1968 г. (*Shahgedanova et al., 2007*), а баланс массы ледника Гарабаши на Эльбрусе измеряется с 1983 г. (*Ротмаева и др., 2019*). Осредненный по площади, кумулятивный, а также геодезический баланс массы этих ледников представлен на рис. 2.1.7. Оба метода показывают схожий результат: ледник Гарабаши потерял 12,58 м в.э. и $12,92 \pm 0,95 \text{ м в.э.}$ ($-0,63$ и $-0,65 \pm 0,05 \text{ м в.э.}$ в год) по оценке гляциологическим и геодезическим методами соответственно. За тот же период ледник Джанкуат утратил 12,15 м в.э. ($-0,61 \text{ м в.э.}$ в год) по данным прямых гляциологических измерений (www.wgms.ch).

Расчетный геодезический баланс масс ледников Эльбруса включает дополнительные компоненты помимо поверхностного баланса массы. Эльбрус — это спящий вулкан, и изменения в геотермальном потоке потенциально могут способствовать усилению донного таяния. За рассматриваемый период мы не обнаружили специфических особенностей в распределении изменения высоты поверхности на ледниках Эльбруса, которые можно связать с подледниковой вулканической и геотермальной активностью (напр., *Magnússon, 2005*).

Тенденция ускорения убыли массы ледников с конца XX в. характерна как для Кавказа, так и для других горных районов России (*Khromova et al.*, 2019). Усиление сокращения ледников Эльбруса отражает выявленное повышение летней температуры, особенно после 1995 г., при почти неизменном количестве осадков (*Potomaeva и др.*, 2019; *Tashilova et al.*, 2019). Средняя летняя температура в высокогорье Кавказа за последние 30 лет увеличилась на 0,5–0,7 °С (*Toropov et al.*, 2019). Вполне возможно, что увеличение приходящей коротковолновой солнечной радиации, отмечаемое с 1980-х гг., также сыграло значительную роль в ускоренной потере массы ледниками в последние годы (*Toropov и др.*, 2016). Тенденция увеличения на 10 Вт/м² за 10 лет коротковолнового радиационного баланса в высокогорье Кавказа связана с негативной тенденцией развития высокой и низкой облачности, что, в свою очередь, обусловлено увеличением частоты антициклонов в теплое время года (*Toropov et al.*, 2019).

Поведение ледников на разных склонах Эльбруса не было однородным. Наиболее значительные потери массы (–0,83 м в.э. в год) были зафиксированы в восточном секторе Эльбруса (рис. 2.2.7). Скорость убыли массы в южном секторе составила –0,54 м в.э. в год, в северном секторе –0,27 м в.э. в год, а в западном — –0,12 м в.э. в год. Аналогичная картина была выявлена Е. А. Золотаревым (*Золотарев*, 2009) для периодов 1887–1957 и 1957–1987 гг. В более ранний период среднее значение баланса массы ледников в южном и восточном секторах было на 50% более отрицательным по сравнению с северным и западным секторами, в то время как в более поздний период баланс массы ледников этих участков оледенения Эльбруса был слегка положительным. Значительные пространственные различия в скорости убыли массы объясняются в первую очередь экспозицией и гипсографией местности. Ориентированные на юг ледники, как правило, отступают быстрее в горах, расположенных в одних и тех же широтах, например на Тянь-Шане (*Petrakov et al.*, 2016; *Wang et al.*, 2016). Это может быть связано с более выраженным эффектом изменения коротковолнового излучения (*Toropov и др.*, 2016) на южных склонах гор. Большие участки ледников Эльбруса, ориентированные на юг и восток, рас-

положены на более низких высотах; около 50% площади ледника Джикиуганкез и 45% площади ледника Большой Азау лежат ниже 3700 м. 34% площади крупнейшего ледника северного сектора — Уллучирана находится ниже 3700 м, как и 23% площади ледника Кюкюртлю в западном секторе. Склоны ледников южного и особенно восточного секторов заметно более пологие на высотах ниже 4000 м по сравнению с ледниками северного и западного участков и характеризуются большей чувствительностью к изменению климата. Даже незначительный подъем высоты границы питания (ELA) на пологих склонах здесь приводит к значительному снижению коэффициента площади аккумуляции (AAR). Кроме того, ледники западного сектора подвержены воздействию лавин, благодаря чему они частично перекрыты обломочным материалом, в то время как морена на поверхности ледников в других секторах практически отсутствует, за исключением ледника Уллучиран.

Увеличивающиеся темпы снижения баланса массы ледников отмечаются и в других горных районах Евразии. Значительные изменения баланса зафиксированы на горных ледниках Тянь-Шаня, где общая площадь и масса уменьшились с 1961 по 2012 г. на 18 ± 6 и $27 \pm 15\%$ соответственно и баланс массы ледников снижался в среднем на $0,33 \pm 0,18$ м в.э. в год (*Farinotti et al.*, 2015). За период 2000–2016 гг. средний баланс массы ледников на Тянь-Шане изменился на $-0,29 \pm 0,21$ м в.э. в год, а более отрицательные показатели были оценены для ледников Бутана ($-0,43 \pm 0,26$ м в.э. в год) и Ньэнченгангха в Тибете ($-0,63 \pm 0,26$ м в.э. в год) (*Brun et al.*, 2017). Хотя поверхностный баланс массы шести ледников в Альпах с 1962 по 1982 г. находился в стационарных условиях, среднее изменение баланса массы составило $-0,85$ м в.э. в год за период 1983–2002 гг. и $-1,63$ м в.э. в год в 2003–2013 гг. (*Vincent et al.*, 2017). Эти данные хорошо соответствуют ускорению потери массы ледниками Эльбруса с 1997 по 2017 г. по сравнению с предыдущими периодами. Ледники Монблана теряли $1 \pm 0,37$ м в.э. в год между 2000 и 2014 гг. (*Berthier et al.*, 2016). В среднем ледники Эльбруса характеризовались меньшими потерями массы, чем в Альпах, однако некоторые ледники (например, Джикиуганкез) теряли массу с сопоставимой скоростью ($0,97 \pm 0,07$ м в.э. в год) в 1997–2017 гг. Усредненный

по площади баланс массы ледников Эльбруса ($-0,55 \pm 0,04$ м в.э. в год за период 1997–2017 гг.) сопоставим со среднегодовым балансом ($-0,66 \pm 0,55$ м в.э. в год), рассчитанным за тот же период с использованием данных из работы, основанной на экстраполяции гляциологических и геодезических наблюдений (*Zemp et al., 2019*) для Кавказа. Два ряда длиннопериодных наблюдений на ледниках Джанкуат и Гарабаши были дополнены новыми геодезическими измерениями свыше 52% площади оледенения за период 2000–2017 гг. с использованием ЦМР ASTER DEM (рис. 2.2.8), несмотря на то что указанные неопределенности в геодезических оценках являются довольно большими (*Zemp et al., 2019*).

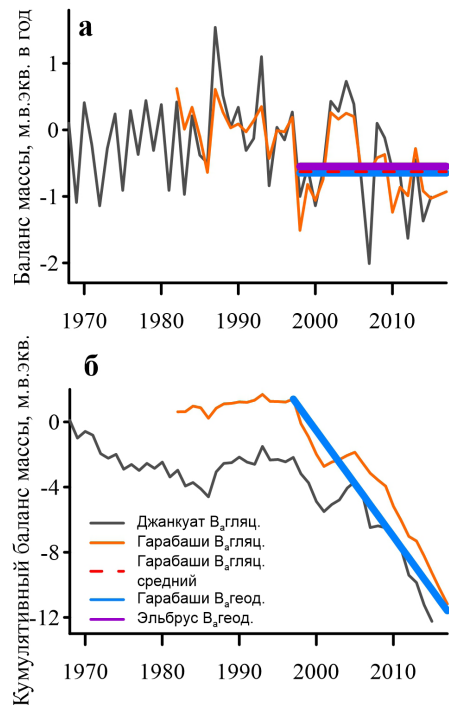


Рис. 2.2.8. Годовой (а) и кумулятивный (б) баланс массы ледников Гарабаши и Джанкуат. Геодезический баланс масс рассчитан для ледника Гарабаши и всей системы Эльбруса. Толщина линии соответствует погрешности оценки баланса геодезическим методом

Глава 3 Баланс массы ледника Гарабаши

*О.В. Рототаева, Г.А. Носенко,
С.С. Кутузов, И.И. Лаврентьев*

Ледник Гарабаши расположен на обширном открытом участке южного склона Эльбруса, охватывающем максимальное разнообразие условий ледниковой зоны Кавказа в высотном диапазоне более двух километров. Ледник начинается на высоте около 5000 м в виде узкого клина на крутом склоне «купола» Эльбруса; ниже он постепенно расширяется и достигает наибольшей ширины — до 1,5 км на более пологой части склона на высотах 3700–3900 м (рис. 2.3.1). В 2017 г. язык ледника шириной 750 м оканчивался на высоте 3330 м, площадь ледника составляла $4,05 \pm 0,02$ км².

Ежегодные наблюдения за балансом массы ледника Гарабаши были начаты в 1982 г. и продолжаются до настоящего времени (*Рототаева и др., 2019*). С 1984 г. ледник включен в систему наблюдений Международной службы мониторинга ледников.

Основной задачей работ на леднике было исследование баланса его массы — факторов формирования массообмена, пространственной изменчивости процессов, их межгодовых колебаний и многолетних трендов.

Методика исследований

Составляющие баланса массы ледника определяются прямыми измерениями на поверхности и в толще. Основные наблюдения

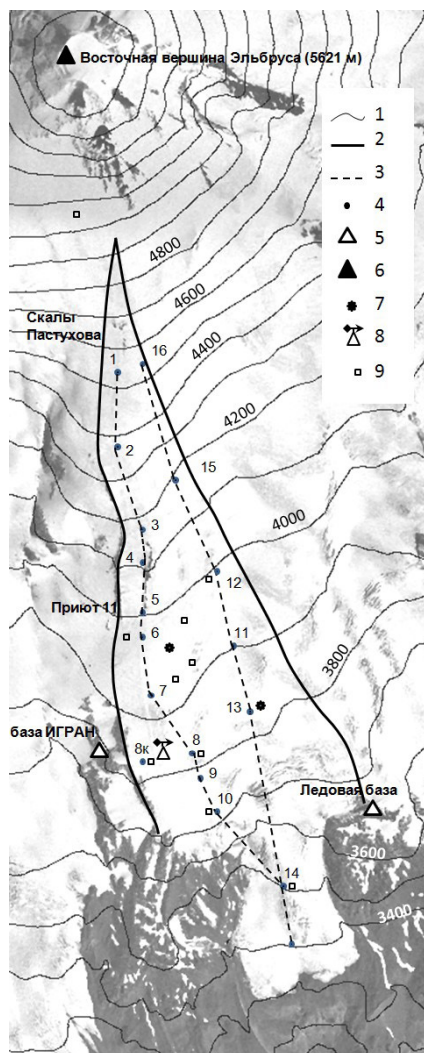


Рис. 2.3.1. Схема ледника Гарабаша: 1 – горизонтали, 2 – границы ледника, 3 – линии опорных продольных профилей, 4 – постоянные вехи, 5 – гляциологические стационары, 6 – вершина Эльбруса, 7 – глубокие скважины, 8 – метеоплощадка, 9 – дополнительные шурфы.
На подложке – аэрофотоснимок 08.09.1997

проводятся вдоль двух опорных продольных профилей на леднике, отмеченных постоянными забуренными в лед дюралевыми вехами (рис. 2.3.1), а также в дополнительных шурфах и скважинах.

В начале работ, в 1987–1991 гг., проводился наибольший комплекс наблюдений: весенние и осенние снегосъемки на всей площади ледника; измерения таяния в течение всего сезона абляции; метеорологические 8-срочные наблюдения на специально оборудованной площадке на высоте 3830 м, примерно на высоте границы питания; там же на снегомерной площадке измерения таяния и летнего накопления снега; измерения и расчет внутреннего питания в толще снега и фирна на разных высотах.

Построение в течение пяти лет карт всех составляющих водно-ледового баланса, а также высотных балансовых кривых за 10 лет позволило оценить многолетнюю изменчивость этих характеристик. Количественные показатели типового распределения аккумуляции и абляции на площади ледника были получены расчетом нормированных коэффициентов в 100-метровых высотных зонах, а также на всем леднике. Коэффициенты межгодовой вариации нормированных показателей не превысили 20% (Бажев и др., 1995).

В дальнейшем ежегодный расчет баланса массы был основан на детальных измерениях на леднике в начале и конце периода таяния, построении по этим данным высотных кривых аккумуляции и абляции вдоль профилей и переходе через нормированные коэффициенты от профилей к средним величинам в каждой 100-метровой зоне и на площади ледника. В начале XXI в. в условиях резкого увеличения таяния эмпирические коэффициенты были скорректированы.

Для получения зависимостей между значениями таяния на леднике и температурой воздуха были использованы результаты измерений таяния и температуры на площадке на высоте 3830 м, а также данные сетевых метеостанций (табл. 1.1.1). Это позволило по суточным значениям температуры воздуха в долине определять таяние на площадке весной до начала наблюдений или осенью после их окончания. От площадки через установленные уравнения регрессии рассчитывалась абляция на профиле и далее в высотных зонах.

На основе связи аккумуляции и абляции на леднике с температурой и осадками в Терсколе и на других метеостанциях в окружении Эльбруса, была выполнена реконструкция ежегодных значений баланса массы ледника с начала XX в. до 1995 г. (*Роттаева, Тарасова, 2000*).

Метеорологические условия в Приэльбрусье

Данные метеостанции Терскол характеризуют климатические условия в Приэльбрусье во второй половине XX — начале XXI в. Для оценки балансового состояния ледников определяющими показателями являются изменения летних температур воздуха и зимних осадков.

За все годы наблюдений в Терсколе (1951–2017 гг.) средняя летняя температура воздуха (июнь — август) составила 11,6 °С; максимальный диапазон ее колебаний — от 9,4 °С (1967 г.) до 13,6 °С (1957 г.). Изменчивость летних температур σ , как и на всей высокогорной части Кавказа (*Давидович, Тарасова, 1992*), мала (табл. 2.3.1). Межгодовые отклонения составляли для отдельных периодов наблюдений 0,7–0,9 °С, при коэффициенте вариации $C_v = 0,06–0,08$. Вариации средних годовых температур больше: $C_v = 0,2–0,25$.

Наиболее теплый месяц июль — в среднем 12,1 °С; самый холодный январь –7,2 °С, большую часть года ледник находится в условиях зимнего режима. Мы определяем зимний период с сентября, когда на ледниках обычно заканчивается таяние, до мая включительно, когда снегопады еще обеспечивают превышение аккумуляции над начавшимся таянием. Все годовые данные в статье приводятся за гидрологический год: сентябрь — август. Диапазон высот ледника Гарабаши на склоне Эльбруса велик, сроки сезонов смещаются, мы принимаем средние.

О скорости снижения температуры воздуха в ледниковой зоне Эльбруса дают представление расчеты вертикальных температурных градиентов. По методике, разработанной при составлении карт Атласа снежно-ледовых ресурсов мира (*Атлас..., 1997; Кренке, 1982*), нами пересчитаны градиенты летних температур воздуха на Кавказе для периода 1960–1987 гг. Оказалось, что по сравнению

Таблица 2.3.1

Изменения основных статистических характеристик температуры воздуха (°С), осадков (мм) на метеостанции Терскол за 1951–2017 гг. и элементов баланса массы ледника Гарабаши (см в.э.) за годы наблюдений

Показатели метеоусловий	Период, годы	Среднее значение	σ	C_v
Температура, средняя за гидрологический год	1951–2017	2,7	0,67	0,25
	1951–1962	3,3	0,63	0,19
	1963–1997	2,4	0,49	0,2
	1998–2017	2,8	0,69	0,25
Температура, средняя летняя, июнь — август	1951–2017	11,6	0,92	0,08
	1951–1962	12,3	0,80	0,06
	1963–1997	11	0,64	0,06
	1998–2017	12,2	0,69	0,06
Осадки, средние зимние, сентябрь — май	1951–2017	655	143	0,22
	1951–1962	573	57	0,1
	1963–1997	641	148	0,23
	1998–2017	729	135	0,18
Осадки, средние летние, июнь — август	1951–2017	289	69	0,24
	1951–1962	236	50	0,21
	1963–1997	306	73	0,24
	1998–2017	292	54	0,18
Элементы баланса массы				
Аккумуляция	1982–2017	122	16,41	0,14
	1982–1997	124	17,96	0,15
	1998–2017	120	14,64	0,12
Абляция	1982–2017	153	50,40	0,33
	1982–1997	115	23,12	0,20
	1998–2017	183	45,35	0,25
Баланс массы ледника	1982–2017	–31	56,08	–1,81
	1982–1997	9	31,77	3,53
	1998–2017	–63	50,67	–0,80

σ — среднеквадратические отклонения.

C_v — коэффициент вариации.

с прошлым периодом (1955–1965 гг.) (Тареева, 1976) они практически не изменились. Средний склоновый градиент в верховьях Малки – Терека составляет 0,58–0,60 °С на 100 м.

Для расчета температурных градиентов были использованы данные, полученные в 2014–2016 гг. с помощью автоматических датчиков Thermochron iButton, установленных на Поляне Азау (база МГУ, 2300 м), пике Терскол (3127 м, обсерватория), у базы Гарабаши ИГРАН (3850 м, на скальной гряде в 120 м от правого края ледника), а также на скалах в фирновой области ледника на высоте 4000 м.

По средним суточным данным 2016 г. рассчитан температурный градиент на склоне между Поляной Азау и пиком Терскол, который снижался от мая до августа от 0,71 до 0,53 °С / 100 м подъема и для июня – августа был равен в среднем 0,6 °С / 100 м.

Градиент между Поляной Азау и базой Гарабаши, которая находится в зоне прямого охлаждающего влияния ледника, увеличивался до 0,69–0,73, в среднем 0,71 °С на 100 м. Средний градиент в июне – августе 2014 г. между Поляной Азау и вершиной Эльбруса оказался 0,67 °С / 100 м, а между 4000 м и вершиной в мае – июне 0,56 °С / 100 м.

Наблюдения вдоль склона за суточным ходом температур в июле – августе 2013 г. (Торопов и др., 2016) показали градиент в полуденные часы между Терсколом и базой Гарабаши 0,84 °С / 100 м подъема, а между базой и вершиной 0,69 °С / 100 м.

Сравнения целого ряда измерений в разные годы на разных уровнях, несмотря на большой разброс величин градиентов, позволяет предполагать, что в верхней зоне области питания ледников, на «куполе» Эльбруса снижение температуры с высотой замедляется по сравнению с нижележащей частью склона.

Величина температурного скачка при переходе на ледниковую поверхность также весьма изменчива. По измерениям в 1988–1991 гг. были получены величины скачка 1–2 °С при средней суточной температуре на леднике в диапазоне от –2 до +5 °С. Это согласуется с данными наблюдений А. П. Волошиной в районе «Ледовой базы» в 1958–1960 гг.: тогда скачок составлял от 1,2 до 2,8 °С в зависимости от температуры внеледниковой поверхности соответственно от 2 до 10 °С (Волошина, 2002).

Данных о распределении осадков на склоне Эльбруса мало из-за недостатка прямых измерений. Наблюдения по осадкомерам в период 1951–1958 гг. показали годовую величину осадков в среднем от 790 мм в Терсколе до 810 мм на 3020 м (пик Терскол) и 1130 мм на 4200 м у Приюта одиннадцати (Матюхин, 1960). Однако зимой из-за сильных ветров на больших высотах показания осадкомеров сильно занижены; при частых метелях недоучет осадков может достигать 60–75%. (Котляков, Плам, 1965). Осадки в долине и выпадение снега на ледниках далеко не всегда синхронны.

На станции Терскол средний многолетний уровень годовой суммы осадков – около 950 мм, почти треть их выпадает за три летних месяца. Зимой при средней величине 655 мм основной диапазон значений разных лет – от 500 до 900 мм. Более половины – 56% осадков выпадает в первые и последние два зимних месяца: в среднем в сентябре – октябре и апреле – мае месячные суммы составляют около 100 мм. Межгодовые колебания зимних и летних осадков мало отличаются, коэффициент вариации C_v порядка 23% (см. табл. 2.3.2).

В целом за вторую половину XX – начало XXI в. тренды показывают увеличение летних температур на 0,7 °С и зимних осадков на 180 мм. Однако линейные тренды – условный показатель лишь общей направленности процесса за многолетний период. Для оценки условий существования ледников важнее изменения метеоусловий за разные годы, и в общем ряду данных такую картину показывает осреднение значений по десятилетиям и аппроксимация полиномом-4 (рис. 2.3.2). За все годы наблюдений метеостанции Терскол дважды происходила смена климатических условий.

Начало работ станции – 1950-е гг. – совпало с максимумом самого жаркого тридцатилетия 1930–1950-х гг. на Кавказе. Температура лета в Приэльбрусье поднялась в среднем до 12,4 °С, на 0,8 °С выше многолетней нормы (1951–2017 гг.). Аномалии температур воздуха в 1951–1962 гг. были самыми высокими за 67 лет наблюдений во все четыре сезона (рис. 2.3.3) Температура трех зимних месяцев оказалась даже положительной: +0,3 °С. Тогда же рекордными были отрицательные аномалии осадков, особенно летом и осенью. Все аномалии способствовали активному таянию ледников.

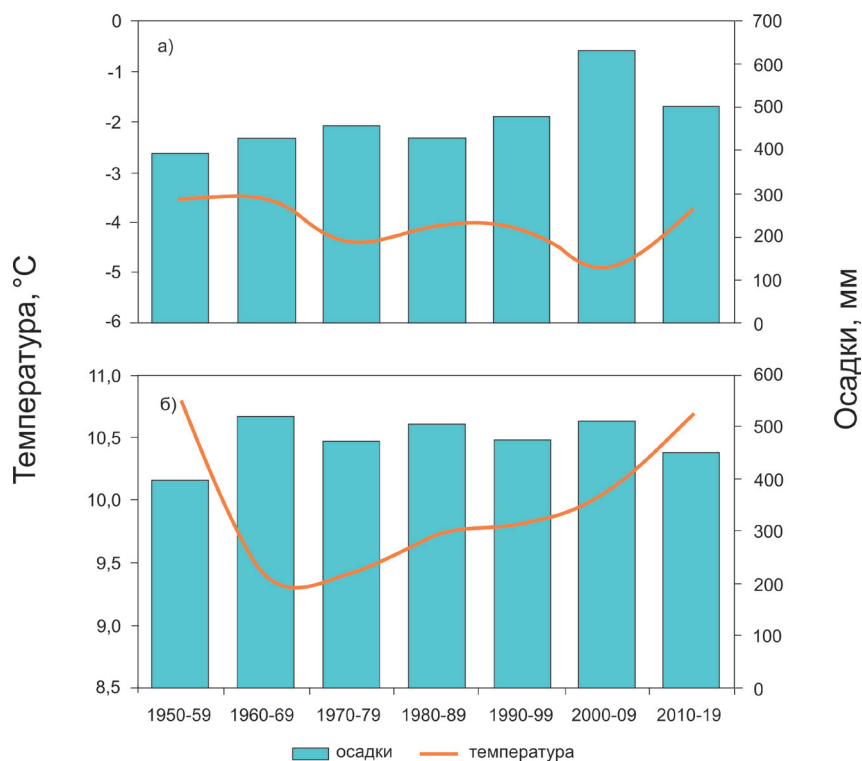


Рис. 2.3.2. Десятилетние средние значения температуры и осадков по метеостанции Терскол за период 1951–2019 гг.: а) октябрь – апрель, б) май – сентябрь

Затем наступила смена условий. Главной чертой тридцатилетия 1960–1980-х гг. и почти до конца 1990-х было значительное похолодание. В 1960-х гг. летняя температура воздуха понизилась на 1,4 °C; затем она повышалась, но в среднем для всего периода осталась на 0,6 °C ниже нормы. Изменчивость ее в эти годы минимальна — $\sigma = 0,6$ °C. С 1960-х гг. начала увеличиваться снежность зим, постепенно приблизившись к многолетнему среднему. Изменчивость зимних, как и летних, осадков больше, чем в другие периоды. Особенно выделяется аномалия летних осадков.

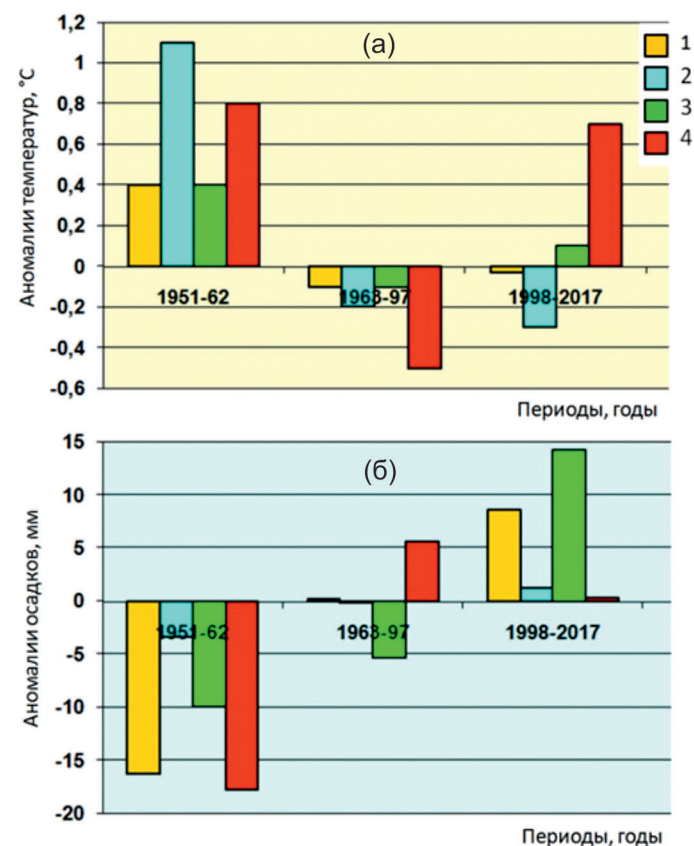


Рис. 2.3.3. Отклонения от многолетней нормы температуры воздуха (а) и осадков (б) в отдельные сезоны разных климатических периодов за время работы метеостанции «Терскол»: 1 – осень, 2 – зима, 3 – весна, 4 – лето

Период с конца 1990-х до 2017 г. снова «повернул» климатическую кривую. Рост летней температуры начался во второй половине 1990-х, а с 1998 г. она резко поднялась, аномалия в целом достигла 0,7 °C. При этом в начале XXI в. так же резко увеличились зимние осадки, превысив норму на 200 мм; но затем они значительно

уменьшились. Особенно заметна в этот период высокая аномалия весенних осадков, в противоположность прошлому периоду, когда она была отрицательной (рис. 2.3.3).

Таким образом, ряд наших работ на леднике Гарабаши, начавшийся в 1982 г., совпал со сменой двух климатических периодов в Кавказском регионе на рубеже XX–XXI вв. Первый период наблюдений — с 1982 до 1997 г., холодный и достаточно снежный, благоприятный для ледников, и второй — 1998–2017 гг., с жаркими летними сезонами, в котором особенно выделяются последние восемь лет.

Первый период наблюдений, 1982–1997 гг.

Аккумуляция

Зимой основная масса снега поступает на поверхность ледников южного склона Эльбруса во время обильных снегопадов и метелей, наблюдающихся обычно 2–3 раза в месяц, когда накопление снега может достигать 50–70% месячной суммы (Оледенение Эльбруса, 1968). Они связаны либо с холодными фронтами западноевропейских циклонов, либо с мощными вторжениями средиземноморских циклонов, которые приносят весной на склоны Эльбруса наиболее интенсивные осадки. Потоки влаги со стороны Черного моря, поднимаясь вдоль открытой к югу широкой долины р. Ингури, достигают западных и южных склонов Эльбруса на высотах более 3,5 км. Величины аккумуляции на Гарабаши коррелируют с осадками на станциях южного склона Эльбруса (*Рототаева, Тарасова, 2000*).

В зимний период максимумы осадков в осенние и весенние месяцы играют различную роль в снегонакоплении на леднике. Осенние снегопады менее благоприятны, т. к. в сентябре часть снега успеваает стаять, а в октябре почти весь выпадающий снег уносится с фирновых полей сильными ветрами, когда их средняя скорость на высоте 4000 м равна 13 м/с (Оледенение Эльбруса, 1968; *Матюхин, 1960*). В апреле — мае при уменьшении скорости ветра до 6–8 м/с и большей влажности снега он сохраняется на леднике до начала сезона абляции. В верхней части склонов Эльбруса процесс аккумуляции происходит в течение всего года.

Зимой число дней с осадками на леднике велико — до 70% времени. Поле аккумуляции построено достаточно сложно, что вызвано переотложением снега западными ветрами, повторяемость которых здесь — более 80% в году. Во время метелей скорость ветра часто достигает 20–30 м/с. В областях сноса и накопления снега водозапас может различаться в пять и более раз (*Котляков, Плам, 1965*). В целом на леднике аккумуляция растет с высотой до пояса наибольшего накопления на высотах 3700–4100 м. В правой и центральной частях ледника максимум снега всегда наблюдается на верхнем «плато» — 3900–4000 м, приуроченном к пологому выровненному участку склона, а также на втором, нижнем фирновом поле на высотах 3650–3750 м. Левая часть ледника отличается значительно большей аккумуляцией — здесь в широкую продольную ложбину постоянно перемещается снег с более возвышенной правой части. Ежегодные измерения на двух профилях вдоль ледника показали различия в величине накопления в два-три раза.

Выше 4100 м, при крутизне склона «купола» Эльбруса до 20–30° и более, аккумуляция резко убывает. Здесь отложение снега наиболее зарегулировано ветрами. В левой части ледника оно постепенно снижается до 100 и 50 см в.э., тогда как в правой — до 50 и 20 см в.э., и в конце зимы обширные участки склона нередко лишены снега и покрыты льдом, отполированным ветрами. По нашим измерениям в 1980-е гг. до высоты 5100 м аккумуляция на склоне составляла в начале лета 250–350 мм в.э. На седловине Эльбруса (5300 м) ветровой снос снега настолько силен, что баланс массы постоянно равен нулю: остатки хижин, построенной здесь еще в 1933 г., сохраняются и поныне.

В 1980–1990-е гг. аккумуляция на леднике составила в среднем 1240 мм в.э. (табл. 2.3.2) — близко к норме за весь срок наблюдений на Гарабаши — 1220 мм в.э. Близ конца ледника слой снега весной обычно порядка 1000–1200 мм в.э., а на верхнем и нижнем «плато» в среднем 1600–1800 мм в.э. и до 2000–2500 мм в.э. в отдельных ареалах максимального накопления. Межгодовые колебания аккумуляции наблюдались в основном в пределах 1100–1300 мм в.э., C_v равен 0,15. Наименьшие ее значения отмечались в 1982/83 (980 мм в.э.), а также в 1984/85 и 1985/86 гг. — порядка 1000 мм в.э.

Таблица 2.3.2

Годовой баланс массы ледника Гарабаши (см в. э.), 1981/82–2016/17 гг. и средние значения за периоды наблюдений, мм в. э.

Год	Аккумуляция	Абляция	Баланс массы
1981/82	1420	800	620
1982/83	980	970	10
1983/84	1290	950	340
1984/85	1030	1130	–100
1985/86	1000	1640	–640
1986/87	1700	1090	610
1987/88	1190	920	270
1988/89	1310	1280	30
1989/90	1320	1230	90
1990/91	1340	1370	–30
1991/92	1110	970	140
1992/93	1400	1050	350
1993/94	1210	1640	–430
1994/95	1190	1200	–10
1995/96	1040	1070	–30
1996/97	1320	1130	190
1982–1997	1240	1150	90
1997/98	1070	2580	–1510
1998/99	1160	1980	–820
1999/2000	950	2010	–1060
2000/01	1120	1870	–750
2001/02	1370	1110	260
2002/03	1330	1170	160
2003/04	1400	1150	250
2004/05	1350	1150	200
2005/06	1450	2110	–660
2006/07	1140	1770	–630
2007/08	1360	1780	–420

Продолжение табл. 2.3.2

2008/09	1090	1460	–370
2009/10	1380	2620	–1240
2010/11	1140	2000	–860
2011/12	1030	2020	–990
2012/13	1110	1390	–280
2012/14	1180	2100	–920
2014/15	1130	2160	–1030
2015/16	1120	2100	–980
2016/17	1200	2130	–930
1998–2017	1200	1830	–630
1982–2017	1220	1530	–310

Необычно снежными в первый период были зимы 1986/87, 1992/93, 1996/97 гг., когда осадки в Приэльбрусье превышали 900 мм. Эти же зимы отличались и массовым сходом лавин. В 1993 г. обрушение снежных карнизов на левом склоне долины р. Азау вызвало лавину, уничтожившую здание научного стационара МГУ.

Зима 1986/87 г. оказалась в XX в. рекордной на Кавказе и по снежности, и по масштабу последствий схода катастрофических лавин (Володичева и др., 2004). В Приэльбрусье необычно интенсивные снегопады начались в декабре, а в январе осадки более 270 мм превысили месячную норму в 5 раз и привели к сходу особо крупных лавин в долине Баксана (Володичева и др., 2014). Экстремальные осадки наблюдались и в мае — более 250 мм. В эту зиму огромной силы лавины принесли небывалые разрушения и бедствия, особенно на южном склоне Кавказа. В Сванетии иногда над развалинами целых селений возвышались только древние башни. На леднике Гарабаши в 1986/87 г. величина аккумуляции была максимальной за все годы работ — в среднем 1700 мм в. э., а на высотах 3900–4000 м более 2600 мм в. э.

Абляция

Значительное похолодание 1960–1990-х гг. вместе с повышенной снежностью способствовало малой абляции на ледниках Эльбруса. В первый период наблюдений ее величина на Гарабаша составляла в среднем лишь 1150 мм в.э. Наибольшие значения — 1300–1600 мм в.э. — отмечались в 1986 и 1991 гг. (рис. 2.3.4), когда летние температуры в Приэльбрусье поднимались до 11,8 °С. Изменчивость абляции также мала — коэффициент вариации $C_v = 0,2$. Но колебания летних температур в районе еще меньше: $C_v = 0,06$.

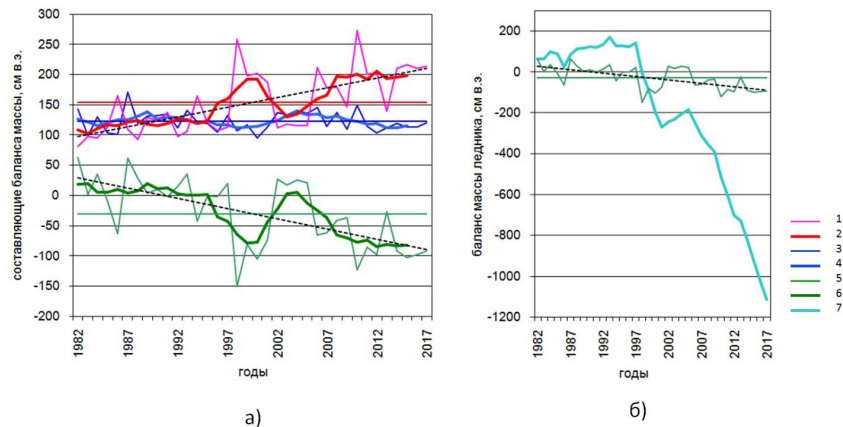


Рис. 2.3.4. Колебания баланса массы ледника Гарабаша за период наблюдений, 1982–2017 гг. (а) и кумулятивная кривая баланса массы (б). Годовые значения: 1 — абляция, 2 — аккумуляция, 3 — баланс массы. Пятилетние скользящие средние: 4 — абляция, 5 — аккумуляция, 6 — баланс массы, 7 — кумулятивный баланс. Средние значения показаны горизонтальными линиями, тренды — черными точками

Таяние близ конца ледника обычно начинается в первых числах мая; в основной части области питания на 3800–4000 м — в середине июня, но водоотдача из снежной толщи появляется здесь в конце месяца; а выше 4200 м — в июле. Весной таяние нередко задерживается из-за большого слоя зимнего снега. Так, после аномально снежной зимы и весны 1986/87 г. за лето растаяло сезонно-

го снега в три раза больше, чем льда на постепенно освобождавшейся поверхности языка.

Месяцы наиболее активного таяния — июль и август, тогда как в июне на леднике еще преобладает циклоническая погода, большое число дней с осадками и отрицательными средними суточными температурами воздуха (Тареева, 1996). В июле — августе могут наблюдаться продолжительные периоды с высокой температурой воздуха, которые имеют решающее значение в повышении суммарной величины абляции. Это по 5–7 и даже 9 ясных дней подряд с устойчивой антициклональной погодой и значительной величиной радиационного баланса, в условиях поступившей в Приэльбрусье теплой воздушной массы. Такие дни отмечались в 1986, 1989, 1991 гг. Температура в Терсколе поднималась выше 14 °С, а на леднике суточное таяние превышало 35 мм — в полтора раза больше средней величины в другие дни без осадков. Особая роль таких дней с непрерывным таянием отмечалась на Эльбрусе и ранее (Некоторые итоги..., 1964).

Продолжительность периода абляции зависит в первую очередь от погоды в сентябре. Обычно в первых его числах ледник уже окончательно покрывается новым зимним снегом, но иногда таяние наблюдалось до конца месяца. Так было, например, в 1986 и 1994 гг., когда в Терсколе температура сентября превышала 10 °С при норме 8,3 °С. В 1994 г. таяние продолжалось до 2 октября, что максимально повысило годовую абляцию, несмотря на температуру июня — августа не выше нормы.

На абляцию существенно влияет частота летних снегопадов. Больше всего снега выпадало летом 1987, 1996 гг.; а в 1988 г. в июне — августе на леднике наблюдалось 63 дня с осадками (Тареева, 1996), и годовая абляция оказалась минимальной — 920 мм в.э. Обильные снегопады снизили общую абляцию также летом 1989 г., несмотря на теплое лето. Суточные измерения на снегомерной площадке показали, что 23 дня со снегопадами в течение сезона прибавили к годовой аккумуляции 305 мм в.э. Главное значение имеет не столько число дней со снегопадами, сколько — дней, затраченных на таяние этого снега. В июле свежий снег обычно стаивал в течение 1–2 дней без осадков, но в конце летнего сезона оставался на поверхности до 4–5 дней. Суточное таяние свежего снега

составляло в среднем 4–8 мм в.э., сезонного снега 20–25 мм в.э., а открывшейся в августе поверхности фирна — до 40–45 мм в.э.

Распределение таяния на леднике подчинено высотной зависимости. Диапазон величин летнего таяния в первом периоде — от 3000–4000 мм в.э. близ конца ледника до 100 мм в.э. в верхних его зонах. Кроме того, на больших высотах таяние снижается из-за уменьшения колебаний температур воздуха — как средних месячных, так и суточных, вследствие усиления влияния свободной атмосферы (*Давидович, Тарасова, 1992*), а также уменьшения амплитуды радиационного баланса. Наблюдения на южном склоне Эльбруса на высотах 3850 и 5150 м показали уменьшение суточных колебаний температуры в 2–3 раза по сравнению с долинной станцией Терскол (*Торопов и др., 2016*). Снижение дневных температур объяснялось усилением потока отраженной радиации в высоких постоянно заснеженных областях. Альбедо на разных участках поверхности ледника Гарабаши, по нашим измерениям, менялось от 7–22% на мокром льду с частицами мелкозема до 30–35% на старом фирне (3900 м), 40–60% на тающем снеге (3950 м) и 70–75% на белом снегу с радиационной коркой (4500 м).

В целом скорость уменьшения таяния от конца ледника к высотам 3800–3900 м составляла в первом периоде около 30 см в.э. / 100 м. В пределах зоны максимальной аккумуляции, на 3900–4100 м, при сохранении градиента таяния градиент абляции повышался до 400–500 мм в.э. / 100 м из-за больших потерь стока на повторное замерзание талой воды в мощной снежно-фирновой толще. В центральной ее части, включающей 17 годовых слоев, оставалось 30–50% и более талых вод (*Бажев и др., 1995*). В верхних зонах ледника величина абляции мала и быстро снижается. Выше 4200 м ее величина была в среднем по леднику около 200 мм в.э., а выше 4600 м при слабом таянии сток постепенно прекращался.

Баланс массы ледника

В первом периоде обе составляющие баланса массы ледника были ниже многолетней нормы, и при небольшом преобладании аккумуляции баланс в среднем оказался положительным (рис. 2.3.4). На ледниковом склоне с перепадом высот в 1,5 км условия форми-

рования баланса массы меняются, следуя различиям в температуре воздуха, режиме выпадения осадков, особенностям их сохранения и таяния.

Пространственная изменчивость баланса массы ледника соответствует в основном распределению аккумуляции. Максимальные значения баланса массы всегда измерялись в интервале высот 3900–4000 м, где годовой остаток в эти годы составлял в правой части ледника порядка 500–800 мм в.э., а в левой 1500–2000 мм в.э. Граница питания в левой части ледника постоянно находилась на 30–50 м ниже по сравнению с правой; в среднем ее высота в первом периоде была 3800 м. При этом на поверхности ледника ее положение проследить было невозможно из-за чередования пятен снега, фирна и льда в конце лета на высотах 3700–3850 м. Граница питания определялась ежегодно только расчетным способом, при построении балансовых кривых.

В нижней части ледника, в области абляции отрицательные значения баланса массы возрастали в среднем от –1000 мм в.э. на высоте 3600 м до –2000 мм в.э. близ конца языка (*Потомаяева и др., 2003*).

На высотах 4200–4600 м на выпуклой правой части крутого склона к концу лета стаивал почти весь снег. Его небольшой остаток, обычно около 200 мм в.э., на больших участках был превращен в наложенный лед. Нередко выше Приюта одиннадцати на протяжении 100–200 м наблюдались пятна области абляции. В левой части ледника, аккумулирующей зимой переметенный снег, на больших высотах годовой баланс превышал 500 мм в.э. Таким образом, в высоких зонах изолинии баланса массы ледника вытягивались не поперек, а вверх по склону. Распределение на леднике каждой из составляющих баланса в первый период наблюдений — аккумуляции, таяния, стока, снежного остатка, внутреннего питания и годового прихода — подробно рассмотрено в (*Бажев и др., 1995*).

Второй период наблюдений, 1998–2017 гг.

Главная особенность второго периода — 1998–2017 гг. — максимальное повышение летних температур воздуха в Приэльбрусье — в среднем на 1,1 °С по сравнению с первым периодом. Абляция

на леднике увеличилась в 1,6 раза, составляя 1830 мм в.э., отрицательный баланс массы ледника приводил в среднем к потере более 600 мм в.э. в год (табл. 2.3.2).

Граница двух периодов была выражена четко — четырьмя годами катастрофического увеличения таяния на ледниках в 1998–2001 гг., вызванного особенно жаркими летними сезонами на Кавказе. На леднике Гарабаши абляция увеличилась до небывалых прежде значений — в среднем до 2110 мм в.э. Снежность зим резко понизилась, причем 2000 г. отличался самым малым накоплением на леднике во всем ряду 36-летних наблюдений (рис. 2.3.4).

Особенно выделялся 1998 г., когда средняя летняя температура в Терсколе впервые поднялась до 13 °С, а на леднике растаял слой 2600 мм в.э. Поверхность всей правой части ледника до высоты 4600 м представляла открытый лед, залитый ручьями талой воды, а в области максимальной аккумуляции на больших участках растаяла часть многолетнего фирна (рис. 2.3.5). У Приюта одиннадцати вытаяли на льду патроны — следы боев за Эльбрус осенью 1942 г. Между домиком ИГРАН и метеоплощадкой на леднике показались камни — продолжение продольной лавовой гряды, которая через два года сомкнулась с нижней своей частью.



Рис. 2.3.5. Тающая поверхность в области питания ледника Гарабаши и открывшиеся трещины на высоте 3950 м в 1998 г.

Фото О. В. Рототаевой

В области питания сместились границы зон льдообразования. На высотах 3700–4200 м вытаяли новые участки лавовых гряд и упали столбы электропередачи, поставленные в начале 1930-х гг. Именно в конце 1950-х гг. их также пришлось восстанавливать и ставить заново после двух десятилетий интенсивного накопления массы ледника, когда они сильно погрузились в лед (Золотарев, 2009).

В области питания сместились границы зон льдообразования. На высотах 3700–4200 м вытаяли новые участки лавовых гряд и упали столбы электропередачи, поставленные в начале 1930-х гг. Именно в конце 1950-х гг. их также пришлось восстанавливать и ставить заново после двух десятилетий интенсивного накопления массы ледника, когда они сильно погрузились в лед (Золотарев, 2009).

1998 г. отмечен максимальной потерей массы на всех опорных ледниках Международной службы мониторинга (Glacier Mass Balance Bulletin, 2013); в Альпах потеря массы в 2,5 раза превысила среднее значение за 1980–1990-е гг. (Global Glacier Change Bulletin, 2017).

В начале XXI в. в Приэльбрусье быстро увеличились зимние осадки — в среднем за 2002–2006 гг. до 800 мм, а в отдельные годы до экстремальных значений — свыше 900–1000 мм. Аккумуляция на леднике достигла 1400 мм в.э. В зимний период осадки значительно превысили многолетнюю норму в месяцы наибольшей аккумуляции на ледниках — осенью и весной, и особо высокой оказалась аномалия весенних осадков — более 17% нормы (рис. 2.3.2 и 2.3.4).

Снежные зимы 2001/02–2004/05 гг. сопровождались похолоданием летних сезонов, когда абляция на леднике уменьшилась до 1140 мм в.э. В эти четыре года ледник имел хотя и небольшой, но положительный баланс массы, около 200 мм в.э., что было исключением для жаркого периода первых десятилетий XXI в.

Затем процесс катастрофического таяния так же резко остановился. Четыре года подряд, 2002–2005 гг., отличались сильным ростом не только зимних, но и летних осадков и новым понижением летних температур воздуха (табл. 2.3.2). Годовой баланс массы ледника Гарабаши стал положительным: в среднем +220 мм в.э. Ледники начали восстанавливать свой объем, но в 2006–2007 гг. возобновилось сильное таяние и баланс массы ледника вновь стал отрицательным. Таким образом, в десятилетие на рубеже веков изменчивость климатических и гляциальных процессов сильно возросла.

После 2006 г. снежность зим в Приэльбрусье начала так же быстро снижаться, тогда как летние температуры росли, достигнув в 2010 г. 13,5 °С. Таяние на леднике в 2010 г. повторило рекордные показатели 1998 г. В правой части ледника область абляции поднялась до 4500 м, а таяние охватило склон выше 4800 м. Впервые на бывшем нижнем фирновом поле близ вехи 9 (см. рис. 2.3.1) начали вытаивать из-под льда скальные обломки. В следующие годы здесь появилась и затем расширилась продольная лавовая гряда

(рис. 2.3.6, а), в результате правый край ледника ниже 3850 м оказался отделенным от ледника. В зоне максимального баланса растаял слой 1,7 м в.э. снега и фирна, а в среднем на леднике — более 2,6 м в.э. Кумулятивная балансовая кривая после перерыва снова резко направилась вниз (рис. 2.3.4).

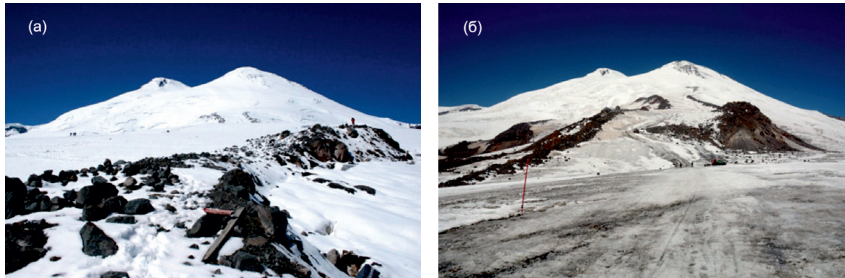


Рис. 2.3.6. Результаты экстремального таяния ледника в последние годы наблюдений. Новая скальная гряда посреди ледника на высоте 3700–3830 м, 27.08.2015 (а); открытый лед на поверхности прежнего верхнего фирнового «плато» и обнажившиеся скалы на подъеме к Приюту 11, 14.09.2017 (б). Фото С. А. Никитина

Для периода 1998–2017 гг. особенно характерны длительные периоды ясной погоды в Приэльбрусье, с наибольшей абляцией на леднике. Если в первом периоде они наблюдались лишь в нескольких летних сезонах, то во втором — почти каждый год. Увеличилась их продолжительность — по 8–10 дней, так же как и значения температур воздуха — до 16–18 °С.

В последние годы (2010–2017 гг.) после максимума 2010 г. здесь постоянно наблюдается высокая летняя температура — в среднем 12,3 °С, и абляция на леднике на уровне 2000 мм в.э. В эти же годы резко уменьшилась аккумуляция — до 1130 мм в.э., как в самые малоснежные зимы. Небольшой слой зимнего накопления, а также заметное повышение температур в июне приводят к быстрому освобождению ледника от снега, что еще больше способствует расходу массы. Продолжительность периода абляции увеличивается и за счет таяния в сентябре, который стал теплее на 0,4 °С по сравнению с первым периодом. Граница питания на леднике впервые

поднялась до 4050 м в 1998 г., но в последние годы держится на этом уровне постоянно. В левой части ледника она находится в среднем на высоте 3850–3900 м, а в правой поднимается до 4300 м. Область максимальной аккумуляции сохранилась на тех же высотах, что и в первом периоде, — 3900–4000 м, но таяние в этой зоне теперь втрое выше, и область максимального баланса сместилась на 100 м вверх и осталась только в центре и левой части ледника. Большая часть поверхности прежнего верхнего фирнового «плато» заменилась открытым льдом (рис. 2.3.6, б). Совсем узкий поток льда между скальными грядами в районе Приюта одиннадцати едва достигает выполаживающейся части ледника. На языке ежегодно стает до 4000–6000 мм в.э. льда.

Обсуждение

По данным Всемирной службы мониторинга ледников, с 1960–1970-х и до середины 1980-х гг. баланс массы ледников относительно стабилизировался во многих районах Земли — в Канаде, на Аляске, в Альпах, Тянь-Шанском регионе и др. (Global Glacier Change Bulletin, 2017). На высоких ледниках Эльбруса этот процесс продлился почти до конца 1990-х гг.

К концу 1980-х гг. в областях питания многих ледников Эльбруса наблюдалось повышение высоты поверхности. На Гарабаши она повысилась до 5–10 м в основных питающих зонах — на 3650–3800 и 3900–4100 м, а выше местами более чем на 10 м (Золотарев, 2009). Повышение поверхности отмечалось также на втором эталонном леднике Кавказа — Джанкуат. В 1974–1992 гг. на 40–48% площади этого ледника происходило повышение поверхности (Поповнин, Петраков, 2005).

Анализ балансового состояния ледника Гарабаши также показывает, что ледник начиная с 1960-х гг. наращивал свой объем (Роттаева, Тарасова, 2000), и в первый период наших наблюдений его баланс массы хотя постепенно снижался, но в целом остался выше нуля, прибавив в сумме около 1000 мм в.э. слоя льда (табл. 2.3.3). Но на рубеже веков за четыре жарких года ледник потерял в 4 раза больше льда, чем накопилось за предыдущие 20 лет.

Таблица 2.3.3

Изменения балансовых характеристик ледника Гарабаши
в разные периоды, 1984–2017 гг.

Части ледника	S, км ²	Баланс массы					
		1983/84–1996/97 гг.			1997/98– 1999/2000 гг.		
		за 14 лет, км ³	за 14 лет, м	мм в.э.	за 3 года, км ³	за 3 года, м	мм в.э.
		А	Б	В	А	Б	В
Верхняя часть склона, 4100–5000 м	1,150	0,0046	4,0	290	–0,0002	–0,2	–50
Пояс максимального баланса, 3800–4100 м	1,685	0,0205	12,1	870	–0,0013	–0,7	–250
Область питания, вся основная часть, 3800–5000 м	2,835	+0,0251	+8,8	+630	–0,0015	–0,5	–170
Нижняя часть ледника, 3300–3800 м	1,637	–0,0215	–13,1	–940	–0,0137	–8,4	–2790
Ледник в целом, 3300–5000 м	4,472	+0,0036	+0,8	+60	–0,0152	–3,4	–1130

А – суммарный объем; Б – суммарный слой;
В – средний годовой слой; S – площадь.

Площадь, км ²	Баланс массы			Площадь, км ²	Баланс массы			Суммарный	
	2000/01– 2008/09 гг.				2009/10– 2016/17 гг.			объем за 34 года, км ³	слой за 34 года, м
	за 9 лет, км ³	за 9 лет, м	мм в.э.		за 8 лет, км ³	за 8 лет, м	мм в.э.		
	А	Б	В		А	Б	В		
1,150	0,0029	2,5	279	1,150	0,0017	1,45	181	0,0091	7,9
1,685	0,0101	6,0	662	1,685	–0,0003	–0,15	–19	0,029	17,2
2,835	+0,0129	+4,56	+507	2,835	+0,0014	+0,5	+62	+0,038	+13,4
1,587	–0,0232	–14,63	–1625	1,479	–0,0308	–20,8	–2600	–0,0892	–54,5
4,422	–0,0103	–2,3	–256	4,314	–0,0293	–6,9	–850	–0,0512	–11,4

В первое десятилетие XXI в. запасы льда в леднике уменьшились еще на 2000 мм в.э., а в годы максимального таяния 2010–2017 гг. еще почти на 7 м. В целом за все годы наблюдений ледник потерял 11,4 м в.э. слоя льда и более 0,05 км³ своего объема, который в 1989 г. был определен как 0,36 км³ (Ротомеева и др., 2002). Тренд абляции за все годы наблюдений показал ее увеличение на 1200 мм в.э., примерно таким же было значение отрицательного тренда баланса массы ледника.

В колебаниях баланса массы во все периоды основная роль принадлежала абляции (табл. 2.3.4), но в первом, холодном и много-снежном периоде связь баланса с аккумуляцией и абляцией различалась не сильно: коэффициенты корреляции (r) были 0,7 и 0,82 соответственно. Во втором периоде, когда таяние в 1,5 раза превысило накопление и изменчивость абляции увеличилась в два раза, колебания баланса почти полностью зависят от абляции ($r = 0,97$). Также наиболее высока связь абляции с летними температурами — в том числе и четырех месяцев, включая сентябрь. Заметно повы-

Таблица 2.3.4

Коэффициенты корреляции r показателей баланса массы ледника Гарабаши и метеоданных станции Терскол в разные периоды наблюдений

Метеоданные и показатели баланса массы ледника	1982–2017 гг.	1982–1997 гг.	1998–2017 гг.
Аккумуляция — зимние осадки (сентябрь — май)	0,72	0,78	0,80
Абляция — летняя температура воздуха (июнь — август)	0,89	0,80	0,93
Абляция — летняя температура воздуха (июнь — сентябрь)	0,88	0,72	0,85
Абляция — летние осадки (июнь — август)	–0,42	–0,30	–0,51
Баланс массы — аккумуляция	0,55	0,70	0,51
Баланс массы — абляция	–0,96	–0,82	–0,97

шение ее отклика на летние снегопады — по сравнению с постоянно снежными летними сезонами первого периода.

При этом абляция — многофакторный процесс, который зависит не только от температуры трех летних месяцев, но и от прочих условий летнего сезона. Особенно показательны годы с экстремальными значениями абляции в оба периода — 1986, 1994, 1998, 2010, 2015 и др. Они всегда отличались сочетанием всех факторов, способствующих увеличению таяния. Основные из них — длительность сезона абляции — быстрый сход зимнего снега весной и особенно высокие температуры сентября; малая частота летних снегопадов; продолжительность периодов ясной погоды с непрерывающимся таянием, которая обеспечивает наибольшую его интенсивность, и др.

Главный источник тепла для таяния ледников Эльбруса — солнечная радиация, и максимальное таяние отвечает условиям, когда над Кавказом располагается южная периферия антициклонов, обычно занимающих большую часть Европейской России. При этом воздух прогревается до больших высот и на ледники поступает непрерывный поток солнечной радиации (Волошина, 2002). Именно такие условия характерны для начала XXI в. В отчетных докладах Росгидромета отмечен восходящий тренд изменения потока прямой солнечной радиации, наиболее выраженный в последние годы на юге Европейской части России. Так, лето 2017 г. было жарким везде в России, но более всего на Северном Кавказе, где зафиксирован повышенный приход прямой солнечной радиации, и на станциях всех высотных зон наблюдались 95% экстремумы температуры. Результаты реанализа для ледника Гарабаши показали увеличение радиационного баланса в 2001–2010 гг. на 4–5% по сравнению с предыдущими двумя десятилетиями (Торопов и др., 2016).

Повышение температур привело к увеличению темпов сокращения ледников. По данным наблюдений Ростовского УГМС, концы ледников на Кавказе отступали в первом десятилетии XXI в. в 2–3 раза быстрее, чем в 1980–1990-х гг. (Ильичев, Салпагаров, 2009). Сокращение площади ледников Эльбруса возросло в эти периоды от 0,16 км²/год до 0,49 км²/год (Золотарев, Харьковец, 2012),

а оценка по космическим снимкам ASTER и Landsat показала ее убыль в 1999–2012 гг. на 5 % (*Shahgedanova et al.*, 2014). Ледник Гарабаши также сокращался с возрастающей скоростью (рис. 2.3.7). По материалам съемки ASTER разных лет определено, что скорость отступления его конца в 2001–2010 гг. составляла порядка 10 м/год, и скорость потери площади увеличилась почти вдвое по сравнению с 1990-ми гг. В следующие пять лет (2011–2015 гг.) скорость отступления увеличилась до 20 м/год, и за семь лет 2011–2017 гг. его площадь сократилась на 0,245 км², что составило около половины потери за все годы наблюдений — 0,51 км². Площадь ледника на 2017 г. составляет, по нашим оценкам, 3,96 км².

Высокие темпы убыли массы ледника в последние годы нельзя объяснить ускорением роста летних температур, т.к. после

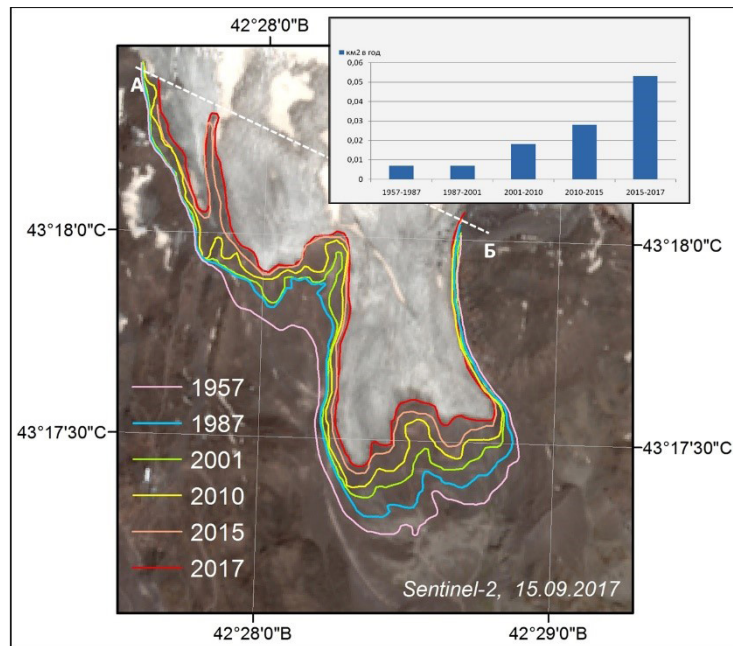


Рис. 2.3.7. Изменение границ языка ледника Гарабаши за 60 лет; линия А — Б — граница участка ледника с оценкой изменений площади. На врезке: скорость сокращения площади ледника, км²/год

2010 г. их значения, как и величин абляции, высоки, но не растут (рис. 2.3.2 и 2.3.4). Главная проблема ледника Гарабаши в настоящее время — изменение поверхностной и глубинной структуры его области питания.

В первом периоде главный высотный пояс, питающий ледник осадками, — 3700–4100 м — занимал наибольшую площадь и заключал в себе 52 % объема льда в леднике (*Ротомеева и др.*, 2002). В «теплой» фирновой зоне на высотах 3900–4000 м сохранялось до половины талых вод (*Бажев и др.*, 1995). На крутом склоне Эльбруса эта зона замещалась фирново-ледяной, а выше 4600 м в левой части ледника в холодной толще снега и фирна замерзал весь небольшой объем талых вод.

По мере потепления границы зон смещались, и к 2010–2017 гг. состояние ледника кардинально изменилось. Нижнее фирновое поле исчезло, а на верхнем площадь фирна неуклонно сокращается. Здесь из-за повышения температур в начале лета быстро поднимается граница сезонного снега. Под ним обнажается сначала фирн, который тает в два раза интенсивнее снега. В следующий год граница фирна еще отступает, и появляется полоса льда, с еще более высоким коэффициентом таяния. В дальнейшем под слоем зимнего снега уже сразу открывается лед, а к концу сезона абляции его верхняя граница вновь расширяется. И при постоянно высокой из года в год летней температуре воздуха этот процесс — прогрессивный.

Зона максимального баланса теряет все новые площади. Превышая «теплая» фирновая зона постепенно заменилась фирново-ледяной, которая не удерживает воду, как прежде, сток возрастает. К языку поступает все меньше льда, и скорость его отступления растет. С уменьшением толщины льда меняется морфология ледника. Вытаивают новые лавовые гряды, местами изменяются уклоны поверхности и направление тока льда, отдельные участки ледника лишаются питания, открываются обширные поля трещин.

Быстрая потеря массы ледником Гарабаши объясняется относительно низкой высотой его основной области питания. Соседние с ним ледники имеют обширные площади в холодных верхних зонах Эльбруса, где сохраняются мощные толщи фирна. Ледник Гарабаши в этой высокой зоне имеет менее 14 % площади, где

аккумуляция мала. Однако в последние годы и на других ледниках южного склона Эльбруса поверхность в области абляции также сильно понизилась — порядка 20–30 м. Расширяются участки скал и морен, освободившиеся ото льда, что видно на космических снимках разных лет (рис. 2.3.8).

Подобная картина в последние годы наблюдается и в Альпах (Global Glacier Change Bulletin, 2017). На леднике Каресер в Италии, который начинается с высоты 3275 м, уже в течение трех десятилетий граница питания поднимается «выше ледника». Его средний годовой баланс в 2002–2015 гг. составил –1800 мм в.э., обнажились коренные породы, ледник разделился на несколько частей. Крупный ледник Австрийских Альп Хинтерайсфернер в 2014/15 г. имел минимальный за все годы наблюдений баланс

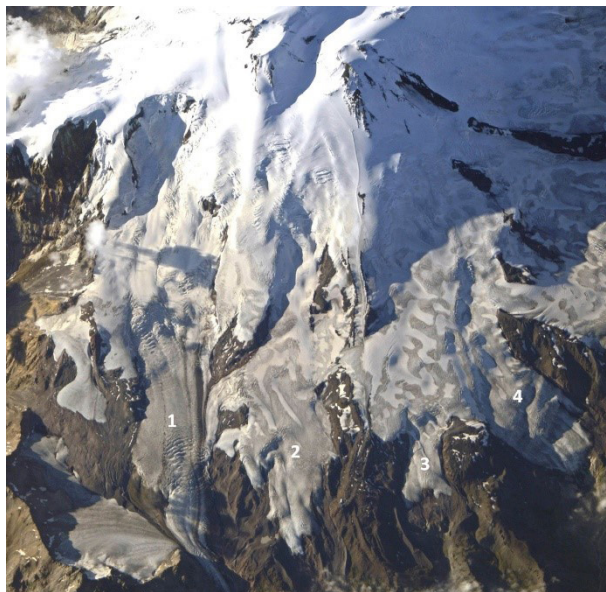


Рис. 2.3.8. Современное состояние ледников южного склона Эльбруса, потерявших значительные участки площади в зонах абляции. Снимок с Международной космической станции 09.08.2015. Ледники: 1 — Большой Азау, 2 — Малый Азау, 3 — Гарабаши, 4 — Терскол

массы: –168 см в.э., и граница питания тоже «превысила» его высшую отметку — 3740 м. В 2015 г. ледники Альп имели самый резко отрицательный баланс массы за весь период наблюдений.

Швейцарские ледники, согласно (Zekollari et al., 2019), потеряли за последние 10 лет, самые жаркие за столетие, 9 км³, т.е. 12% объема. На одном из самых крупных Ронском леднике, постоянно посещаемом туристами, в течение восьми лет местные жители каждое лето укрывают часть языка специальными белыми полотнами, пытаются спасти его от катастрофического таяния. Но уже за эти восемь лет ледник отступил на 40 м. Во Французских Альпах площадь ледников сократилась за последние 40 лет на 26%. В некоторых южных районах с высотой гор около 3000 м ледники уже исчезли, а в горах высотой до 4000 м они тают в три раза быстрее, чем в массиве Монблан с высотой питающих ледниковых склонов до 4800 м (Vincent et al., 2019).

На рубеже столетий произошли существенные изменения в балансовом состоянии ледников южного склона Эльбруса. Первый период наблюдений, 1982–1997 гг., был достаточно благоприятным для ледника Гарабаши при небольшом, но положительном балансе массы. Во втором периоде, 1998–2017 гг., при повышении летних температур в Приэльбрусье на градус, резко отрицательный баланс массы привел к потере слоя в 15 раз больше, чем накопилось в первом периоде.

Степень деградации ледников во время заметных потеплений зависит от длительности интервала, в течение которого баланс массы не меняет своего знака, и от амплитуды его отклонений от нормы. За 20 последних лет баланс массы ледника на южном склоне Эльбруса оказался в два раза ниже нормы за весь период наблюдений, составляя –63 см в.э.; а за восемь лет, с 2010 г. его среднее значение уже –90,4 см в.э.

В настоящее время запасы льда и многолетних фирнов, накопленные во второй половине XX в., тают с небывалой прежде скоростью; на значительной площади в зоне 3700–4000 м они почти исчерпаны. Граница питания на леднике поднялась на 200 м, расход фирна возрастает. В области абляции вытаивают лавовые гряды. Кумулятивный баланс массы достиг минимального значения за прошедшие 50 лет.

Главная причина быстрого сокращения ледника Гарабаши— потеря массы в его области питания, основная часть которой находится на более низких высотах по сравнению с соседними ледниками, поэтому подвержена интенсивному таянию. Реакция этого ледника на потепление более выражена, тогда как устойчивость всей гигантской ледниковой системы Эльбруса к изменениям климата, очевидно, значительно выше.

В Приэльбрусье в последнем десятилетии 2008–2017 гг. средняя летняя температура 12,3 °С еще не достигла уровня десятилетия 1950-х гг. — 12,4 °С. Но, считая с максимума 2010 г., за восемь лет она уже превысила это значение (12,5 °С). В то же время средняя годовая температура не повышается настолько быстро. Относительно нормы за 1951–2017 гг., положительная аномалия средней годовой температуры последнего десятилетия равна 0,2 °С, тогда как аномалия 1950-х гг. составляла 0,7 °С.

Часть III

«Память» ледников Эльбруса

Глава 1

Экспериментальные исследования кернов льда

В. Н. Михаленко

Бурение ледников. Получение кернов

Климатические изменения последних десятилетий послужили причиной повышенного интереса к климатам прошлого. Для анализа были использованы самые разные источники палеоклиматической информации, в том числе и ледниковые керны. В этом ряду керны льда занимают особое место. Во-первых, это связано с высоким временным разрешением получаемых данных; во-вторых, только в ледниковых кернах содержатся сведения об атмосфере прошедших эпох.

До недавнего времени наши знания о климатических изменениях последних сотен лет и динамике оледенения на Кавказе базировались на изучении морен ледников (*Серебряный и др.*, 1984; *Сейнова, Золотарев*, 2001; *Solomina et al.*, 2016), анализе ширины древесных колец и плотности древесины (*Соломина и др.*, 2012; *Долгова, Соломина*, 2010), сравнении разновременных топографических карт и снимков ледников разного масштаба (*Золотарев*, 2009; *Solomina et al.*, 2016; *Tielidze, Wheate*, 2018), прямых измерениях баланса массы ледников (*Панов*, 1993; *Рототаева и др.*, 2019; *Rets et al.*, 2019). Первая попытка использования ледниковых кернов для реконструкции климатических условий на Кавказе была предпринята на Джантуганском фирновом плато (бассейн ледника

Джанкуат) в 1982–1984 гг. (Голубев и др., 1988), находящемся в пределах теплой инфильтрационно-рекристаллизационной зоны льдообразования. По результатам структурно-стратиграфического анализа керна были реконструированы периоды с разной интенсивностью аккумуляции (Голубев и др., 1988) и баланс массы ледника Джанкуат (Ророгин, 1999).

На Кавказе существует всего несколько потенциальных участков, пригодных для глубокого бурения льда и получения ненарушенного ледникового керна, — плато Майли на северном склоне Казбека (Kutuzov et al., 2016); верхняя часть Безенгийской стены между вершинами Шхара и Гестола, расположенная на высоте около 5000 м на границе с Грузией (Дюргеров и др., 1988); ледник в кратере Восточной вершины Эльбруса (5600 м) (Чижова и др., 2019); западное плато Эльбруса, лежащее в интервале высот 5000–5200 м (Mikhaleiko et al., 2015).

Ледники Эльбруса расположены в высотном диапазоне от 2683 до 5642 м (по состоянию на 2017 г.). Первые работы по изучению строения снежно-фирновой толщи Эльбруса обнаружили наличие нескольких зон льдообразования (Оледенение Эльбруса, 1968). Самые холодные условия наблюдаются выше 5200 м, где круглый год температура воздуха не поднимается выше 0 °С. Результаты измерений температуры воздуха на Восточной вершине в 2013–2015 гг. показали, что в зимние месяцы в отдельные сроки температура может понижаться ниже –40 °С (Abramov et al., 2017). В пределах верхнего пояса ледников Эльбруса было исследовано несколько разрезов снежно-фирновой толщи, характеризующих условия льдообразования (Mikhaleiko, 2008).

12–13 июля 2006 г. в кратере Восточной вершины Эльбруса на высоте 5600 м заложен снежный шурф, со дна которого пробурена скважина с отбором керна. Общая глубина вскрытой толщи составила 6,5 м. Были выполнены измерения плотности снега, температуры снежной толщи и отобраны образцы для исследования изотопного состава кислорода (Чижова и др., 2019) (рис. 3.1.1).

Ниже 5200 м в дневные часы может происходить поверхностное таяние. Наиболее детальные данные о строении этой части ледников Эльбруса были получены по Западному плато.

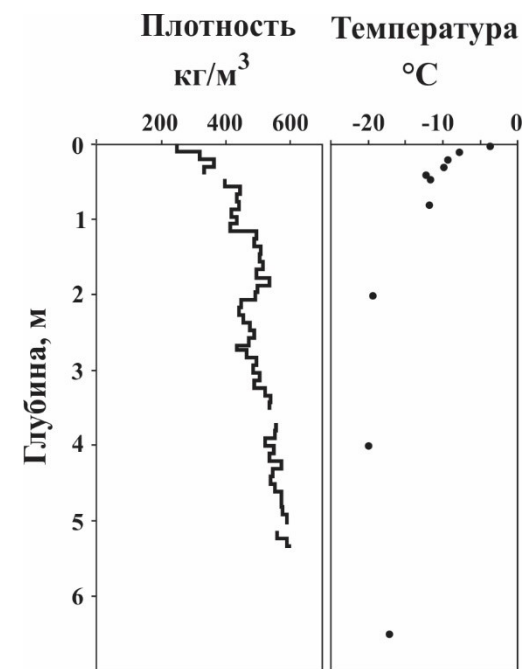


Рис. 3.1.1. Плотность и температура снежно-фирновой толщи в кратере Восточной вершины Эльбруса в 2006 г.

Холодная фирновая зона занимает небольшую по площади часть вокруг вершин Эльбруса, где из-за постоянных сильных ветров значительная часть снега сдувается. Представление о глубинном строении ледников в пределах данного высотного пояса было получено при исследованиях снежных шурфов и неглубоких фирновых кернов (Mikhaleiko, 2008). В нижней части этой зоны на пологом склоне ледника Большой Азау на высоте 4100 м был получен 17-метровый керн льда, исследование которого показало, что здесь уже наблюдается значительное влияние талой воды на перераспределение вещественного и химического состава внутри ледниковой толщи (Bazhev et al., 1998; Potomaeva et al., 1998).

Обширные площади поверхности ледников Эльбруса находятся в пределах теплой фирновой зоны льдообразования, где средняя многолетняя величина аккумуляции по наблюдениям на леднике Гарабаши составляет 1220 мм в.э. (Рототаева и др., 2019), а около 60% годовой суммы осадков стает за лето (Бажев, 1968). При этом примерно треть объема талой воды остается в толще фирна и вновь замерзает, составляя внутреннее инфильтрационное питание, а остальная часть (~808 мм в.э.) стекает за пределы области аккумуляции.

В 1988 г. в области питания ледника Гарабаши на высоте 3950 м был получен керн льда длиной 76 м (Загороднов и др., 1992). Мощность фирновой толщи достигает 23–24 м при плотности 850–900 кг/м³. Льдообразование происходит в течение 7–8 лет за счет замерзания в порах талой воды и сжатия-оседания фирна при нулевых температурах. Верхняя часть разреза до глубины 10–11 м, выхолаживающаяся в зимнее время, сложена фирном с прослойками инфильтрационного льда, количество и толщина которых возрастает с глубиной. Она наиболее подвержена инфильтрации талых вод, что приводит к значительному переотложению вещества. На глубине 10–11 м, где формируются первые толстые горизонты инфильтрационного льда, основной объем инфильтрующейся воды, по-видимому, уходит в боковой сток. В современных климатических условиях инфильтрационное льдообразование в теплой фирновой зоне происходит в основном до глубины 10 м. Ниже этого уровня содержание инфильтрационного льда варьирует незначительно, что указывает на стабильные условия льдообразования в последние десятилетия.

Западное плато Эльбруса (рис. 3.1.2) представляет собой относительно плоскую поверхность в верховьях ледников Большой Азау и Кюкюртлю. Оно расположено на высотах 5000–5150 м над уровнем моря и занимает площадь около 0,5 км². В 2004–2007 гг. на плато была проведена серия радиолокационных исследований, в результате которых было установлено, что толщина льда варьирует в диапазоне 100–200 м, достигая в северо-восточной части плато 255 ± 8 м (Лаврентьев и др., 2010). В 2004 г. на плато ручным буром была пробурена скважина глубиной 21,4 м и получен

керн льда (Михаленко и др., 2005). Разрез, вскрытый скважиной, представлял собой монотонно уплотняющуюся толщу мелкозернистого фирна с редкими радиационными прослойками толщиной 1–3 мм (Михаленко и др., 2011). Плотность снега и фирна менялась от 210 кг/м³ в приповерхностных горизонтах до 680 кг/м³ на глубине 21,4 м. На глубине 10 м температура толщи составила –17,3 °С. Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD составили –14,8 и –103,5‰ соответственно. Максимальное значение $\delta^{18}\text{O}$ составило –8‰, а минимальное –28,3‰. Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD на протяжении всего керна свидетельствуют о том, что конденсация водяного пара и накопление снега на плато происходят в условиях резко отрицательной температуры в течение всего года. Это подтверждается также температурными измерениями в скважине.

В июле 2007 г. на Западном плато была установлена автоматическая метеостанция AANDERAA, оснащенная датчиками температуры воздуха, влажности, атмосферного давления, направления и скорости ветра, радиационного баланса и изменения высоты поверхности. Станция работала с 30 июля 2007 г. по 11 января 2008 г.



Рис. 3.1.2. Западное плато Эльбруса. Фото И. И. Лаврентьева

и передавала информацию с интервалом 3 ч. по каналу спутниковой связи. В результате обработки массива метеорологических данных была установлена тесная корреляционная связь между температурой воздуха, измеренной на плато, и другими пунктами наблюдения на Эльбрусе и на прилегающих метеостанциях (Торпов и др., 2016).

Глубокое бурение ледника на Западном плато было проведено в период с 27 августа по 6 сентября 2009 г. Ложе ледника было достигнуто на глубине 181,80 м. Бурение производилось в незаполненной (сухой) скважине с помощью электромеханической буровой установки компании GeoTech (Япония). Ее технические характеристики детально изложены в (Takeuchi et al., 2004). Процесс бурения, условия хранения керна и его транспортировка в лабораторию для дальнейшей обработки описаны в (Михаленко, 2010).

В дополнение к глубокому керну 2009 г. в той же точке в июне 2012 г. был получен 12-метровый керн льда, который был использован для удлинения ряда полученных данных с 2009 по 2012 г. (Kutuzov et al., 2013). В период с 27 по 30 июня 2013 г. был получен еще один 20,36-метровый ледниковый керн. И, наконец, в июне — июле 2018 г. было проведено новое глубокое керновое бурение льда на плато. Было пробурено две скважины: первая достигла глубины 150,3 м, вторая — 119,8 м.

Методы анализа керна и выделение годовых горизонтов

Стратиграфия и плотность

Наиболее полно к настоящему времени обработан керн льда 2009 г. Его стратиграфическое описание было выполнено в проходящем свете с фиксацией всех неоднородностей с точностью 1 мм (Михаленко и др., 2011). Крайне незначительное количество инфильтрационного льда по всему разрезу свидетельствует о том, что лед формировался при «сухом» уплотнении толщи, а ледяные прослои в большинстве случаев представляют собой радиационные корки.

Льдообразование завершается на глубине 55,7 м, где пузырьки воздуха становятся замкнутыми, а плотность достигает величин, характерных для ледникового льда (рис. 3.1.3).

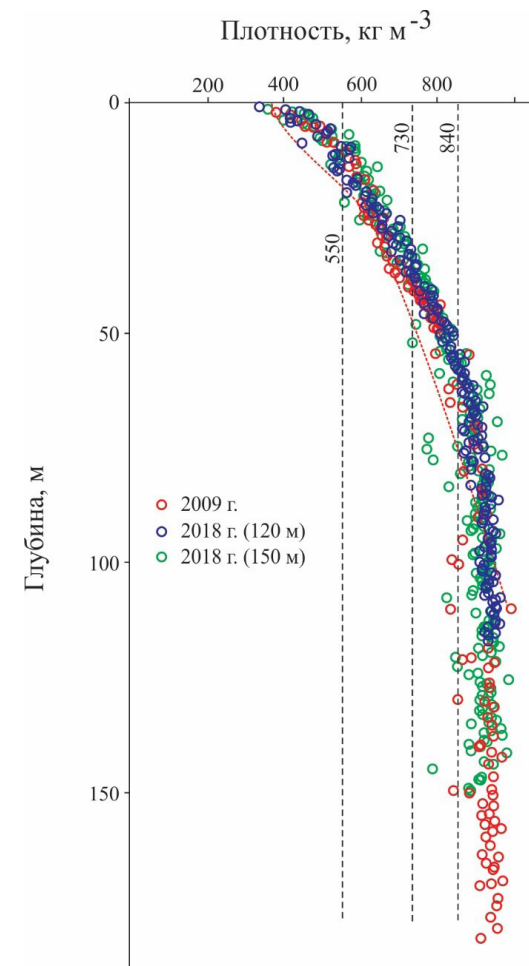


Рис. 3.1.3. Измеренные значения плотности в трех различных кернах, полученных на Западном плато Эльбруса в 2009 и 2018 гг. Критические значения плотности показаны черной прерывистой линией. Красная пунктирная линия показывает модельные значения плотности

Результаты измерения плотности представлены на рис. 3.1.3. Во всех исследованных кернах льда (2009 и 2018 гг.) перегибы на кривой соответствуют критическим значениям плотности 550 и 840 кг/м³ (Maeno, Ebinuma, 1983). Еще одно критическое значение плотности (730 кг/м³), при котором наблюдается полное замыкание воздушных включений и переход фирна в лед, не явно выражено на кривой плотности, что характерно для льдообразования без участия талой воды (Hörhold et al., 2011; Ligtenberg et al., 2011). Сравнение измеренных значений плотности с результатами расчетов по модели уплотнения снежно-фирновой толщи (Salamatin et al., 2009) указывает на рост аккумуляции в последние годы.

Компьютерная томография ледникового керна

А.Г. Хайрединова

В настоящее время все большей популярностью пользуется метод компьютерной томографии (КТ), который позволяет исследовать стратиграфию ледникового керна путем получения трехмерного распределения значений рентгеновского поглощения всего объема образца в пределах разрешающей способности. Самым очевидным преимуществом КТ является возможность исследования образца без нарушения его сплошности и таяния льда.

Нами было проанализировано три фрагмента керна, отобранные с глубины 20,31–21,87 м. В работе использовался компьютерный томограф РКТ-180 геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова. Данный метод был протестирован на искусственном и реальном кернах. Подробное описание методики приводится в статье (Khairidinova et al., 2019).

Различные по плотности горизонты по-разному поглощают рентгеновские лучи. В результате КТ-съемки были получены стереологические визуализации, дающие представление о внутренних неоднородностях ледникового керна (рис. 3.1.4). Одной из целей исследования была оценка возможности применения КТ-методики для обнаружения прослоев минеральной пыли.

В соответствии с цветовой градацией различных по составу горизонтов (Khairidinova et al., 2019) было установлено, что белым цветом отображаются наиболее плотные элементы. На рис. 3.1.4, а, 3.1.4, б в красных прямоугольниках выделены горизонты с предположительно пылеватыми частицами. Проблема, которая возникает при интерпретации данных, заключается в отделении шумового фона от реальных включений минеральной пыли.

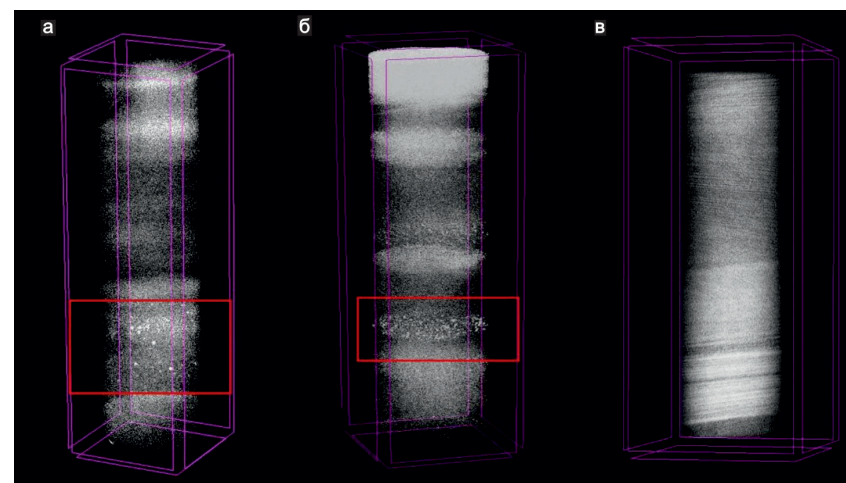


Рис. 3.1.4. Стереологическая визуализация ледниковых кернов: а) нижняя часть секции керна 41 и б) секция 43 с различными по абсорбционной способности горизонтами. В красных прямоугольниках — предположительно минеральная пыль; в) верхняя часть секции 41 с видимым наклоном слоев фирна

Другим важным преимуществом этой методики является возможность проследить наклон слоев в трехмерном виде (рис. 3.1.4, в). Обычно информация о строении слоев льда недоступна, но в данном случае возможно четко проследить слои фирна и рассчитать их угол наклона относительно скважины. Ледниковый керн Западного плато Эльбруса с глубины 2020–2180 см сложен фирном, наклон которого обусловлен унаследованностью микрорельефа поверхности и возможными внутренними

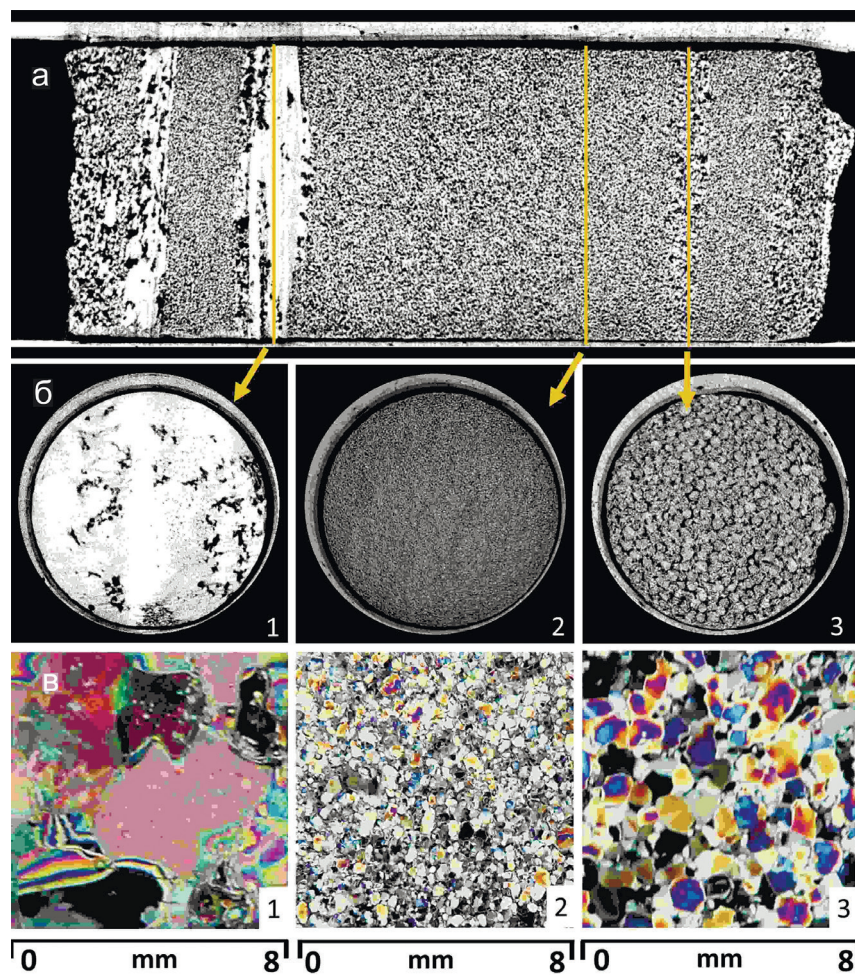


Рис. 3.1.5. Внутренняя структура ледникового керна: а) стереологическая визуализация секции 43. Желтые линии отмечают поперечные срезы керна; б) поперечные срезы керна: 1 — лед (белый цвет), 2 — мелкозернистый фирн (темно-серый цвет), 3 — крупнозернистый фирн (серый цвет); в) шлифы кернов из тех же горизонтов с кристаллами: 1 — льда, 2 — мелкозернистого фирна, 3 — крупнозернистого фирна

неоднородностями. Расчеты показали, что угол наклона слоев в изучаемых секциях изменяется от 6 до 9°.

При использовании КТ возможно выделение отдельных кристаллов льда. Нами было выполнено сравнение размеров кристаллов, определенное при КТ и при исследовании шлифов льда в проходящем свете (рис. 3.1.5). Ледниковые прослои на первом срезе имеют размер кристаллов до 6–8 мм; они являются наиболее контрастными и легко определяемыми. В данном случае они лучше всего видны на изображениях КТ. Второй срез отображает мелкозернистый фирн, переходящий при дальнейшем уплотнении в рекристаллизационный лед, которым сложена большая часть ледникового керна. Кристаллы фирна имеют размерность порядка 0,1 мм, а крупнозернистого — 1 мм. Было установлено, что при данном разрешении съемки кристаллическая структура лучше всего отображается в ледяных прослоях, в то время как достоверно определить размер зерен мелкозернистого фирна невозможно.

Применение методики компьютерной томографии позволило определить внутреннюю структуру фирна, установить размеры кристаллов в различных слоях, найти неоднородности и получить трехмерную картину распределения плотности.

Химические анализы

В. Н. Михаленко

Керн льда 2009 г. был проанализирован на содержание стабильных изотопов кислорода и водорода (^{18}O и ^2H), трития (^3H), основных ионов химических соединений (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NH_4^+ , SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- , F^-), янтарной кислоты ($\text{HOOCCH}_2\text{COOH}$), концентрацию пыли и сажи и распределение частиц по размерам (Козачек и др., 2015; Mikhalenko et al., 2015; Kutuzov et al., 2019b; Preunkert et al., 2019). Химические анализы были выполнены в лаборатории Института геофизических наук и окружающей среды в Гренобле, Франция; исследования стабильных изотопов кислорода и водорода — в Лаборатории исследования климата и окружающей среды Арктического и антарктического научно-исследовательского

института в Санкт-Петербурге; определение концентрации трития — в университете г. Берна, Швейцария.

Всего было проанализировано 3724 образца до глубины 168,6 м. Их размер уменьшался от 10 см в верхней части керна до 5 см на глубине 70 м и до 2 см на глубине 157 м и ниже. Образцы отбирались дискретно в холодной лаборатории с использованием чистых инструментов по методике, описанной в (Preunkert, Legrand, 2013). Предварительно подготовленные образцы зачищались под ламинарным потоком воздуха в чистой комнате. Для контроля чистоты отбора использовались образцы, замороженные из ультрачистой воды. С помощью ион хроматографии определены концентрации основных катионов (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , NH_4^+) и анионов (Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-}). Детально результаты исследований химического состава керна льда изложены в (Preunkert et al., 2019) и рассмотрены в части 3 в главе 5 настоящей монографии.

Выделение годовых горизонтов

В. Н. Михаленко

Годовые горизонты в керне были выделены на основе сезонных вариаций $\delta^{18}\text{O}$ и δD , иона аммония (NH_4^+) и янтарной кислоты.

Наиболее надежно они идентифицируются по результатам анализа иона аммония (NH_4^+) и янтарной кислоты, для которых отчетливо выражен сезонный ход с минимумом в зимнее время. Такой подход ранее был использован при анализе керна льда с Монблана (плато Col du Dôme), где было показано, что концентрация NH_4^+ максимальна в летних горизонтах вследствие наибольшего выброса NH_3 в атмосферу и его переноса восходящими потоками воздуха летом (Fagerli et al., 2007). Янтарная кислота — это легкая дикарбоновая кислота, концентрация которой в современной атмосфере Европы максимальна в летнее время и практически равна нулю зимой (Legrand et al., 2007). Очень низкие зимние уровни этих органических соединений связаны с отсутствием в зимнее время эмиссии данных веществ, образующихся главным образом при фотохими-

ческих реакциях из биогенных источников в атмосфере. Эти исследования показали, что с помощью NH_4^+ и янтарной кислоты можно датировать керны льда с сезонным разрешением.

В Эльбрусском керне каждый годовой слой по результатам анализов аммония и янтарной кислоты был разделен на две части, соответствующие осаждению снега в зимних условиях и в течение весны, лета и осени (Legrand et al., 2013; Mikhalenko et al., 2015; Preunkert et al., 2000). Пределы концентрации NH_4^+ и янтарной кислоты для различных интервалов глубины приведены в табл. 3.1.1. Такое разделение было принято для коррекции наблюдаемой тенденции к уменьшению концентрации аммония с глубиной (Preunkert et al., 2019). Систематического изменения содержания янтарной кислоты при этом не было обнаружено, поэтому значения ее концентрации сохранялись такими же и для более глубоких слоев ледника.

Таблица 3.1.1

Пределы концентрации NH_4^+ и янтарной кислоты, принятые при выделении зимних и летних слоев в годовых горизонтах в керне льда, полученном на Эльбрусе в 2009 г., по: (Mikhalenko et al., 2015)

Глубина, м	Годы	Концентрация в керне	
		NH_4^+	янтарная кислота
0–75,6	2009–1963	100 ppb	5 ppm
75,6–86,8	1963–1950	50 ppb	30 ppb
86,8–156,5	1950–1825	30 ppb	5 ppb
156,5–168,5	1825–1774	30 ppb	5 ppb

Примеры выделения годовых слоев с разделением их на сезонные горизонты представлены на рис. 3.1.6 для разных интервалов глубин.

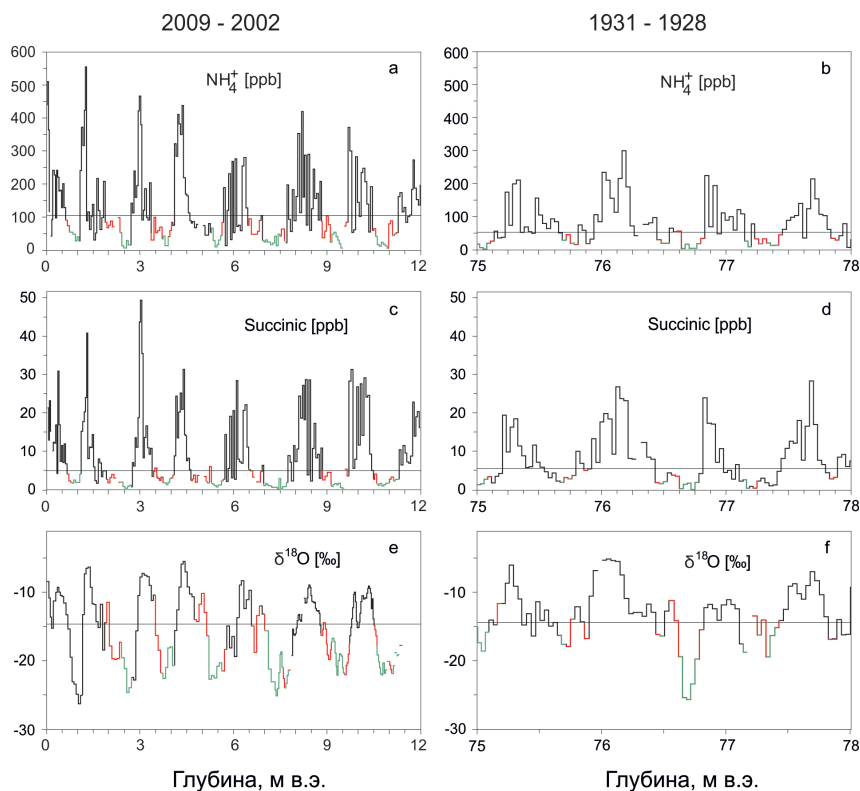


Рис. 3.1.6. Сезонные вариации NH_4^+ , янтарной кислоты и $\delta^{18}\text{O}$ для различных участков ледникового ядра Эльбруса. Красные линии отражают зимние горизонты в ядре. Зеленая линия отражает фоновые зимние значения

Датирование льда

В. Н. Михаленко

До глубины, где возможно выделить годовые горизонты на основе изложенных выше критериев, датирование Эльбрусского ядра было выполнено путем простого подсчета годовых слоев (рис. 3.1.7). Для первых 100 м глубины точность выделения годо-

вых горизонтов составила $\pm 1-2$ года. Для контроля точности датирования были использованы реперные горизонты (рис. 3.1.7). Первый из них — пик повышенной концентрации трития (^3H) 1963 г. — расположен на глубине 50,7 м в.э. Согласно подсчету слоев этому уровню соответствует 1965 г. При стратификации толщи по аммонiu и янтарной кислоте, на глубине 106,7 м расположен горизонт, отложенный в 1926 г., при выделении слоев по $\delta^{18}\text{O}$ — 1924 г. Это подтверждается также рядом пиков повышенной кислотности

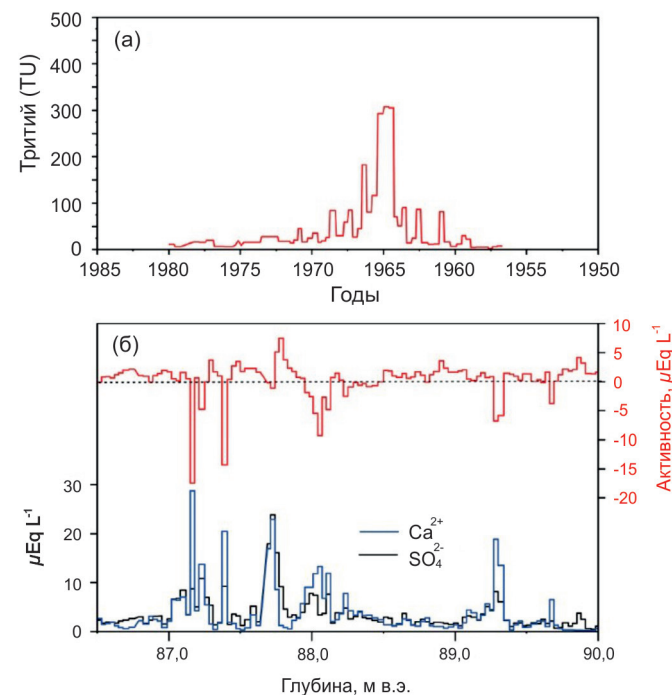


Рис. 3.1.7. Датированные реперные горизонты: а) измерения трития в образцах ледяного ядра Эльбруса (данные были переведены в 2009 г. с учетом времени полураспада трития, $T_{1/2} = 12,32$ года). Даты, указанные на кривой трития, получены из стратиграфии аммония; б) расчетная кислотность (вверху; см. (Preunkert et al., 2019)) и кальций и сульфат (внизу) в слоях льда, расположенных между 86,5 и 90 м в.э.

(повышенной концентрации сульфатов), которые соответствуют извержениям вулканов Катмай (1912 г.) и Косигуина (Cosigüina) (1835 г.) (Mikhaleiko et al., 2015). Прямой подсчет годовых горизонтов был выполнен до глубины 168,5 м (131,6 м в.э.). На этой отметке ледниковый лед датируется 1774 г. (рис. 3.1.8). Ниже этой глубины датирование базальных слоев льда в керне путем ежегодного подсчета становится затруднительным из-за недостаточного количества образцов, приходящихся на один годовой горизонт. Анализ неглубокого керна 2013 г. позволил продлить запись. В результате запись охватывает 1774–2013 гг. Из-за уплотнения фирновой толщи и растекания льда частота отбора образцов изменялась по глубине от 10 см для верхних слоев до 2 см в глубоких частях керна. В результате удалось сохранить устойчивое количество образцов за год (~12 образцов за летний сезон).

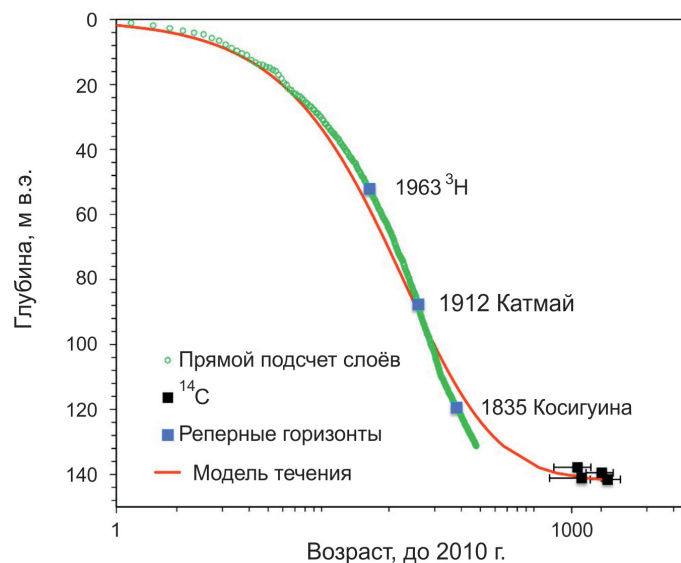


Рис. 3.1.8. Соотношение возраста ледниковой толщи на Западном плато Эльбруса и глубины: зеленые кружки показывают прямой подсчет годовых горизонтов; красная линия — аппроксимация с помощью модели течения льда; черные квадраты — радиоуглеродный возраст; голубые квадраты — реперные горизонты (по: Preunkert et al., 2019)

Поэтому для придонных слоев льда был применен другой подход, основанный на содержании ^{14}C твердых частиц в органическом веществе. С этой целью было отобрано четыре образца из самых глубоких 6 м керна, которые были проанализированы на содержание ^{14}C в рассеянном органическом углероде (particulate organic carbon — PO^{14}C). Из анализа были исключены самые нижние 0,5 м керна из-за содержания в них большого количества неорганических микрочастиц. Детально методика отбора образцов, пробоподготовка и определение количества ^{14}C описаны в (Preunkert et al., 2019). Подготовка образцов для анализа проводилась в соответствии с протоколом, описанным в (Hoffmann et al., 2018). Определение ^{14}C было выполнено на ускорительном масс-спектрометре в лаборатории Klaus-Tschira-Lab в Мангейме, Германия (Hoffmann et al., 2017). Полученные результаты представлены в табл. 3.1.2. Калибровка значений радиоуглеродного возраста была выполнена с использованием программы OxCal 4.3 (Bronk Ramsey, 1995).

Как видно из табл. 3.1.2, максимальный возраст придонных слоев льда может достигать 2 тыс. лет ($\sim 1669 \pm 385$ лет) (рис. 3.1.8). Он находится в соответствии со средней скоростью аккумуляции на Западном плато Эльбруса и оценкой возраста по модели течения льда. Однако это меньше, чем известные датировки нижних частей ледниковых кернов в Альпах: ~ 4000 лет т. н. (Hoffmann et al., 2018) и более 10 000 лет т. н. (Jenk et al., 2009) в двух кернах Коле Гнифетти в массиве Монте Роза и ~ 7000 лет т. н. в керне ледника Ортлес в Южных Альпах (Gabrielli et al., 2016). Относительно небольшой возраст придонных частей ледника на Эльбрусе может быть связан, помимо высокой интенсивности массообмена, с тепловым влиянием магматического очага вулкана Эльбрус. Согласно расчетам теплового потока (Mikhaleiko et al., 2015), он в 4–5 раз превышает среднее значение для поверхности Земли. Это может приводить к таянию базальных слоев льда и удалению самых древних горизонтов. Если такое утверждение справедливо, то это может служить объяснением более молодого возраста придонных горизонтов льда у ледников, расположенных на вулканических массивах.

Радиоуглеродный возраст образцов льда в керне с Западного плато Эльбруса. Откалиброванные диапазоны значений абсолютного возраста показаны с вероятностью 68,2% и округлены в соответствии с (Millard, 2014). По: (Preunkert et al., 2019)

Название образца	Глубина	Масса образца, г	Масса РОС, мкг	^{14}C кор-рект. [F ^{14}C]	Калибр. ^{14}C возраст ВСЕ/СЕ при 68,2%	Калибр. ^{14}C возрастной интервал* при 68,2% [уг cal BP]	Калибр. ^{14}C возраст расг* [уг cal BP] средн.
ELB-176-03	177,11 ± 0,22 м (137,89 ± 0,18 м в.э.)	295	4,5 ± 0,5	0,914 ± 0,043	670 CE – 1245 CE	1280–705	1036 ± 302
ELB-178-03	179,19 ± 0,14 м (139,59 ± 0,12 м в.э.)	300	5,6 ± 0,5	0,955 ± 0,098	130 CE – 770 CE	1820–1180	1522 ± 314
ELB-181-01	181,50 ± 0,13 м (141,19 ± 0,11 м в.э.)	260	4,4 ± 0,5	0,932 ± 0,020	440 CE – 1290 CE	1510–660	1108 ± 416
ELB-181-03	182,02 ± 0,13 м (141,62 ± 0,11 м в.э.)	320	6,5 ± 0,5	0,875 ± 0,021	90 BCE – 680 CE	2040–1270	1669 ± 385

* Возраст приведен относительно 1950 г.

F ^{14}C — доля современного углерода.

POP — particulate organic carbon.

Несмотря на высокую изменчивость толщины годовых слоев, данные демонстрируют утоньшение слоев с глубиной, связанной с течением льда. Поэтому для расчета возраста придонных слоев и величин аккумуляции снега нами была использована простая модель течения Дж. Ная (Dansgaard, Johnsen, 1969), в которой была принята постоянная скорость аккумуляции на поверхности ледника и его мощность в точке бурения (Mikhaleiko et al., 2015). Помимо этого, нами была рассмотрена термодинамическая модель А. Н. Саламатина (Salamatin et al., 2000), разработанная для ледников, лежащих в кратерах вулканов. Обе эти модели достаточно хорошо согласуются с фактическими данными о возрасте отдельных слоев ледника, но показывают максимальный возраст придонных слоев льда около 600 лет. Для описания зависимости глубина — возраст с учетом новых радиоуглеродных датировок требуется создание новой трехмерной модели течения.

Глава 2

Изотопный состав кислорода и водорода в ядрах льда

А.В. Козачек

В изотопном составе кислорода и водорода атмосферных осадков содержится информация об условиях их конденсации, в том числе о температуре воздуха (Dansgaard, 1961; 1964). Первые результаты изотопных исследований ледникового ядра, полученного в 1966 г. на станции Кемп Сенчури (Camp Century) в Северо-Западной Гренландии, продемонстрировали большую изменчивость климата в Гренландии во время последнего ледникового периода (Dansgaard et al., 1969). Переход от условий ледниковья к современной эпохе происходил резко, сдвиг на кривой $\delta^{18}\text{O}$ Кемп Сенчури составил около 14‰, а холодные условия ледникового периода перемежались серией периодов потепления (5–6‰), известных ныне как циклы Дансгора — Эшгера, каждый из которых продолжался около 2 тыс. лет. В последующие годы главные результаты в этой области были получены при исследовании ядер льда из Антарктиды (Petit et al., 1999; Augustin et al., 2004) и Гренландии (Alley et al., 1993; Johnsen et al., 1997; 2001; North Greenland Ice Core Project members, 2004; Chappellaz et al., 2013; Dahl-Jensen et al., 2013; Masson-Delmotte et al., 2015; и др.). В настоящее время на основании изотопных исследований ледникового льда получены непрерывные данные об изменении климата за последние 800 тыс. лет (Augustin et al., 2004).

Горные ледники также представляют собой региональные архивы палеоклиматической информации. Однако, в отличие от ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды, исследования на горных ледниках зачастую не обнаруживают прямой связи изотопного состава снега и льда с температурой воздуха (Kozachek et al., 2017). Одной из причин такого несоответствия служит более сложный характер климатического сигнала в изотопном составе атмосферных осадков, связанный с неоднократным выпадением осадков и вовлечением новых порций влажного воздуха на пути движения воздушных масс от источника их формирования. Также интерпретация профилей $\delta^{18}\text{O}$ в ледниковых ядрах требует критической оценки влияния постседиментационных процессов, нарушающих первичную изотопную стратификацию. Даже в течение одного сезона аккумуляции такие процессы сглаживают изотопный сигнал отдельных снегопадов, выравнивают изотопный профиль, а в многолетнем масштабе приводят к уменьшению межгодовой вариативности изотопного профиля, что затрудняет использование изотопной записи ледниковых ядер в качестве палеотермометра (Чижова и др., 2019).

Первые работы по исследованию изотопного состава на ледниках Кавказа были проведены на леднике Марух в 1972 г. (Бажев и др., 1973). Анализ результатов показал полное отсутствие климатического сигнала вследствие гомогенизации изотопного профиля тальми водами. Более поздние работы на Джантуганском плато подтвердили бесперспективность проведения подобных исследований в пределах теплой фирновой зоны (Popovnin, 1999).

Исследования изотопного состава атмосферных осадков на южном склоне Эльбруса показали, что в отдельные сезоны наблюдается проявление высотного изотопного эффекта с разным градиентом на различных высотах (Васильчук и др., 2005; 2010). При этом зачастую этот эффект бывает полностью сnivelирован вследствие метелевого переотложения снега (Vasil'chuk et al., 2019).

Наиболее полная информация об изотопном составе ледникового льда была получена в результате исследования ядер льда с Западного плато (Михаленко и др., 2005; Mikhalenko et al., 2015; Kozachek et al., 2017) и на Восточной вершине Эльбруса (Чижова и др., 2019).

Анализ изотопного состава образцов снега и льда из ледниковых кернов, полученных на Эльбрусе, выполнялся на лазерном анализаторе изотопного состава Picarro L2120-i в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ). Каждый образец измерялся один раз, через каждые пять измерений образцов выполнялись измерения рабочего стандарта лаборатории, близкого по изотопному составу к значениям измеряемых образцов. Некоторые случайно выбранные образцы (10% от общего количества) измерялись дважды для контроля качества измерений. Воспроизводимость результатов составила 0,06‰ для кислорода-18 и 0,30‰ для дейтерия. Всего было измерено 6000 образцов. Кроме того, 600 образцов с глубин 23–42 и 158–182 м были параллельно измерены в Лаборатории изотопной гидрологии Международного агентства по атомной энергии (МАГАТЭ, Вена, Австрия). Средняя разница между измерениями ЛИКОС и измерениями МАГАТЭ составила 0,13‰ для кислорода-18 и 0,83‰ для дейтерия, что находится в пределах допустимой систематической ошибки измерений (*Ahmad et al.*, 2012). Коэффициент корреляции между измерениями в ААНИИ и измерениями в МАГАТЭ составил 0,9984 для $\delta^{18}\text{O}$ и 0,9989 для δD .

Формирование изотопного сигнала

Средние значения изотопного состава в керне льда составили для кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) –15,2‰ и для водорода (δD) –104,9‰. Корреляция между $\delta^{18}\text{O}$ и δD составляет 0,997, поэтому в дальнейшем мы будем обсуждать только $\delta^{18}\text{O}$ и эксцесс дейтерия. Все характеристики (кроме абсолютных значений) характерны как для кислорода-18, так и для дейтерия. В вариациях $\delta^{18}\text{O}$ прослеживаются четко выраженные сезонные колебания, которые затухают на глубине 165 м. Амплитуда колебаний изменяется от 20‰ в верхней части керна до 10‰ в нижней части. Для вариаций эксцесса дейтерия сезонные колебания не выявлены. Вертикальный профиль изотопного состава показан на рис. 3.2.1.

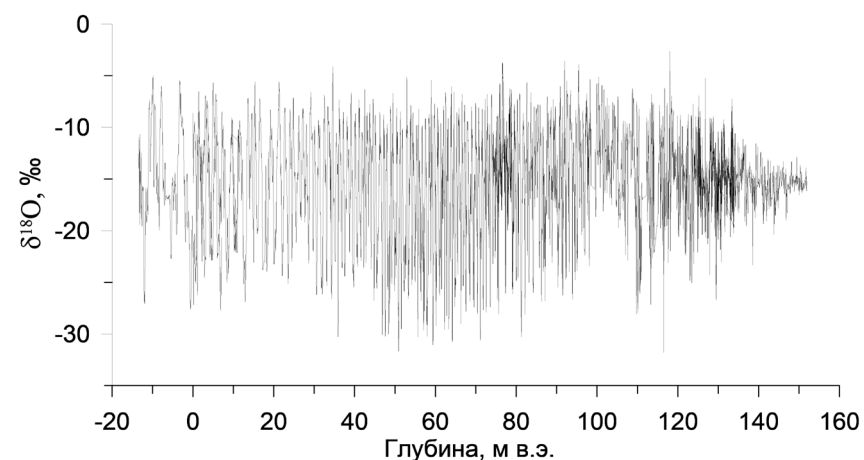


Рис. 3.2.1. Вертикальный профиль изотопного кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в керне льда, полученном в 2009 г. на Западном плато Эльбруса

Отчетливо выраженные сезонные колебания изотопного состава позволяют разделить всю ледниковую толщу на разновозрастные горизонты. Для построения возрастной шкалы наряду с $\delta^{18}\text{O}$ были использованы данные по концентрации иона аммония и янтарной кислоты (см.: часть 2, глава 1). Вследствие высокой скорости осадконакопления (около 1400 мм в.э.) на поверхности Западного плато годовые слои были разделены на зимние и летние субгоризонты (рис. 3.2.2).

Для выявления факторов, влияющих на формирование изотопного состава атмосферных осадков, снега, фирна и льда в высокогорной области Большого Кавказа, были использованы данные метеорологических наблюдений в регионе, индексы циркуляции атмосферы и результаты расчетов по климатическим моделям. Для такого сравнения был выбран период времени в 100 лет (с 1914 по 2013 г.), поскольку для него датировка керна имеет сравнительно высокую точность (± 2 года), а также доступно большинство данных прямых наблюдений и результатов моделирования траекторий воздушных масс.

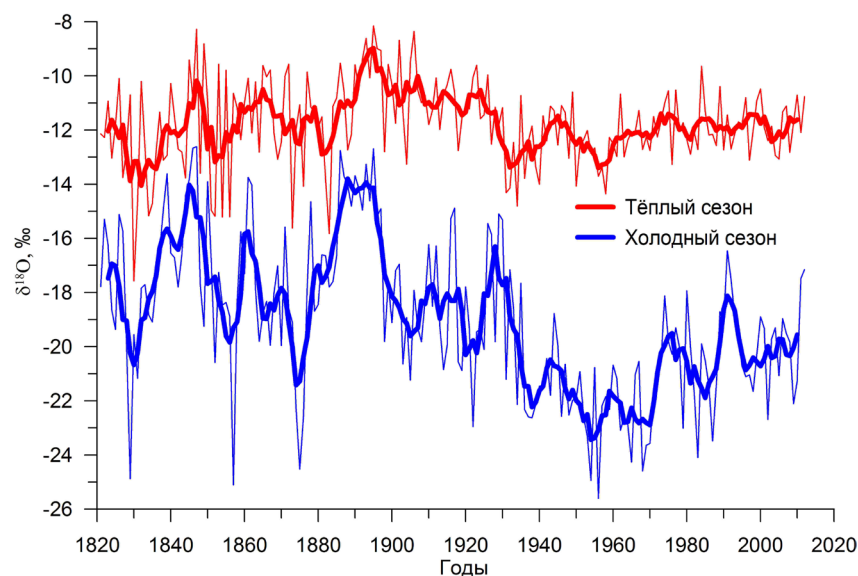


Рис. 3.2.2. Изотопный состав снега и льда на Западном плато Эльбруса за последние 200 лет. Тонкими линиями показаны значения $\delta^{18}\text{O}$ в слоях, отложенного в теплый и холодный сезоны года, жирные линии — скользящие средние с осреднением 5 лет

Для теплого времени года (май — сентябрь) изотопный состав снега и льда в первую очередь определяется температурой воздуха в месте выпадения атмосферных осадков. Было обнаружено, что при сравнении изотопного состава и температуры воздуха в регионе статистически значимая корреляция обнаружена только для летнего сезона в период с 1984 г. по настоящее время. При этом при расчетах были использованы данные по температуре воздуха в дни с осадками. Для этого периода $r = 0,62$, а для всего периода в целом статистически значимой связи выявлено не было. В это время года, как показал анализ обратных траекторий по модели FLEXPART (Forster et al., 2007), преобладают конвективные осадки местного происхождения. В случае более дальнего переноса расположение изначальной воздушной массы и длина ее траектории оказыва-

ют преимущественное влияние на изотопный состав выпадающих осадков.

Для зимнего периода (октябрь — апрель) статистически значимой связи изотопного состава между характеристиками ледникового ядра и температурой воздуха на метеостанциях в районе Эльбруса выявлено не было. При этом, согласно анализу обратных траекторий, воздушные массы попеременно приходят в район Эльбруса из районов Северной Атлантики и Средиземного моря. Об этом же свидетельствует наличие значимой, слабо отрицательной связи ($r = -0,18$) между скоростью снегонакопления на плато и индексом NAO. Во время положительной фазы NAO преобладающим источником влаги для осадков, выпадающих на Кавказе, служит Средиземное море. Во время отрицательной — Северная Атлантика. В первом случае изотопный состав осадков ($\delta^{18}\text{O}$) будет выше (менее отрицательный) из-за более высоких значений $\delta^{18}\text{O}$ воды в источнике формирования воздушной массы (Gat et al., 1996) и более короткой траектории ее движения. Вторичное испарение с поверхности континента также приводит к изменению изотопного состава осадков (Eltahir, Bras, 1996). Использование простой изотопной модели (Salamatin et al., 2004) с применением указанных параметров (изотопный состав и температура поверхности океана в разных источниках влаги, длина траектории движения воздушной массы, температура воздуха в точке выпадения осадков) подтверждает правильность приведенной схемы формирования изотопного состава осадков на Западном плато Эльбруса.

Основным фактором, контролирующим изотопный состав атмосферных осадков в высокогорной области Большого Кавказа, служит тип крупномасштабной атмосферной циркуляции в Северном полушарии, который определяет источник влаги, поступающей в данный район. Связь изотопного состава с местной температурой воздуха слаба и неустойчива во времени. Она проявляется только в тех случаях, когда источник влаги остается постоянным в течение продолжительного времени. Летом большое влияние на формирование атмосферных осадков оказывает конвекция, что плохо учитывается в климатических моделях.

Влияние постдепозиционных эффектов на изотопный состав снега и льда

Одним из факторов, оказывающих влияние на изотопный состав отложенных на поверхности ледника атмосферных осадков, являются постдепозиционные процессы, нарушающие первичную изотопную стратификацию (*Ekykin et al., 2002; Casado et al., 2019*). На ледниках Кавказа их влияние не столь значимо, как во внутренних районах Антарктиды и Гренландии из-за малого времени нахождения снега на поверхности вследствие высокой скорости снегонакопления. Другой причиной различий в изотопном составе атмосферных осадков в момент их выпадения и ледникового льда служит диффузия изотопов в фирне и во льду (*Johnsen, 1977; Gkinis et al., 2014*). Для оценки влияния этого фактора было рассчитано диффузионное сглаживание изотопного сигнала в ледниковом керне Эльбруса по модели С. Йонсена (*Johnsen, 1977*). В результате было установлено, что максимальная длина диффузии на глубине замыкания воздушных пор (около 55 м), выше которой происходит интенсивный воздухообмен ледяных кристаллов с воздухом, составляет 5 см ледяного эквивалента (л.э.), т.е. из-за диффузии не происходит нивелирования сезонного сигнала в изотопном составе керна. После замыкания пор во льду диффузионное сглаживание изотопного сигнала происходит медленней, чем в фирне. При использовании в данной модели в качестве входных параметров максимального возраста 1000 лет и температуры на контакте с ложем $-2,4$ °С длина диффузии увеличится с 5 см в фирне до 5,2 см в нижней части керна. Таким образом, сезонный сигнал в изотопных данных не нарушается вследствие диффузии вплоть до придонных слоев ледника.

Формирование изотопного сигнала на Восточной вершине Эльбруса

Анализ связи изотопного состава кислорода льда со среднезвешенной по осадкам температурой воздуха на ближайших к Эльбрусу

метеостанциях (ГМС) показал, что и для летних, и для зимних сезонов, выделенных по вариациям $\delta^{18}\text{O}$ в керне, корреляция с температурой незначима (*Козачек и др., 2015*). Накопление снега на Эльбрусе, с одной стороны, связано с глобальными процессами его переноса в атмосфере на больших высотах, поэтому не всегда выдерживает сопоставления с метеоинформацией по долинным станциям. С другой стороны, формирование изотопного состава снежного покрова на разных высотных уровнях имеет свои особенности.

12 и 13 июля 2006 г. в кратере Восточной вершины Эльбруса на высоте 5600 м с дна снежного шурфа была пробурена скважина с отбором керна. Общая глубина вскрытой толщи составила 6,5 м. Измерены плотность снега и температура снежной толщи; для исследования изотопного состава кислорода отобрано 64 образца. При плотности снега от $0,25$ г/см³ у поверхности до $0,6$ г/см³ на глубине 6,3 м водозапас керна до этой глубины составил 3,07 м в.э. (*Чижова и др., 2019*). В летний сезон 2017 г. был пройден шурф на Восточной вершине глубиной 2,5 м. Разрез снежной толщи в шурфе представлен мелко-, среднезернистым и фирнизованным снегом, плотность снега варьировала от $0,31$ до $0,57$ г/см³. Образцы отбирали с разрешением 10 см, глубина отбора в водном эквиваленте составила 1,02 м.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в керне снежно-фирновой толщи 2006 г. на Восточной вершине изменяются от $-6,8$ до $-19,41$ ‰ при среднем значении $-12,61$ ‰ ($\pm 2,97$). Общий диапазон вариаций по глубине от 0 до 3 м в.э. составил 12,6 ‰ (рис. 3.2.3).

Судя по распределению значений $\delta^{18}\text{O}$, два верхних сезонных пика указывают на два года аккумуляции, средняя величина которой составляет 0,5 м в.э. в год. Начиная с глубины 1,5 м в.э., на изотопной кривой отражаются процессы сглаживания и осреднения первичного изотопного сигнала осадков.

В 2017 г. на Западном плато был получен фирновый керн до глубины 23,8 м (13 м в.э.). Сопоставление вариаций $\delta^{18}\text{O}$ по Восточной вершине с данными, полученными на Западном плато, показывает близкий характер распределения (рис. 3.2.4).

Для сопоставления сезонных величин $\delta^{18}\text{O}$ (два годовых цикла) на Восточной вершине и на Западном плато глубинные шкалы были приведены к одному масштабу (*Чижова и др., 2019*). Это

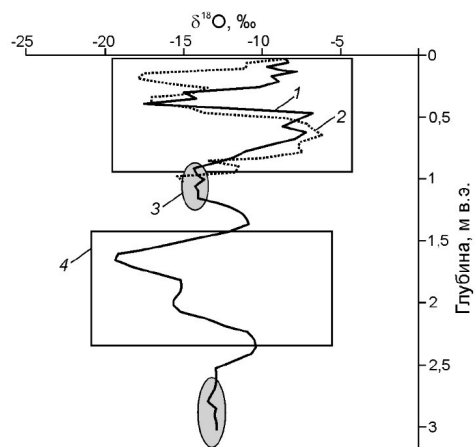


Рис. 3.2.3. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ в кернах снежно-фирновой толщи Восточной вершины: 1 — полученных в 2006 г., 2 — то же, в 2017 г., 3 — относительно гомогенные участки изотопной кривой 2006 г., 4 — участки сопоставления вариативности изотопной кривой 2006 г. (по: Чижова и др., 2019)

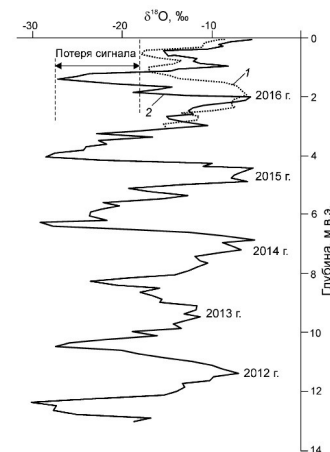


Рис. 3.2.4. Сопоставление значений $\delta^{18}\text{O}$ в снежно-фирновой толще в 2017 г.: 1 — в кратере Восточной вершины, 2 — на Западном плато (по: Чижова и др., 2019)

вызвано различиями в скорости аккумуляции в этих двух точках (0,5 и 1,38 м в.э.). Видно, что в снежной толще с Восточной вершины отсутствуют наиболее легкие значения $\delta^{18}\text{O}$, характерные для Западного плато. Общий диапазон изменчивости $\delta^{18}\text{O}$ для вершины меньше, чем для плато, что может быть связано с возможной потерей части изотопного сигнала на вершине. Потеря части изотопного состава атмосферных осадков на Восточной вершине может быть обусловлена ветровым сносом уже отложенного снега или отсутствием части снегопадов на этом высотном уровне.

Глава 3 Изменчивость несгоревшего углерода

С. Лим, С. С. Кутузов, П. Жино

Несгоревший (черный) углерод (black carbon — BC), продукт неполного сгорания угля, дизельного топлива, биотоплива и биомассы, является самым сильным светоабсорбирующим компонентом взвешенных частиц (Bond et al., 2013). Это твердые мелкие частицы, в основном состоящие из чистого углерода, которые абсорбируют солнечную радиацию во всех длинах волн. Он считается вторым по величине антропогенным фактором глобального потепления после углекислого газа (Bond et al., 2013). BC включает в себя целый ряд углеродсодержащих материалов, частично сгоревшие твердые остатки растительных тканей, графитизированные частицы сажи, летучие вещества, образующиеся в пламени. BC отличается от других форм углерода и углеродистых соединений, содержащихся в атмосфере, т.к. имеет уникальную комбинацию из следующих физических свойств: сильно поглощает видимый свет; сохраняет свою основную форму при очень высоких температурах (4000 K); нерастворим в воде; существует как совокупность небольших углеродных сфер.

Основными источниками черного углерода служат открытое сжигание биомассы (лесные и степные пожары), биотоплива, используемого при отоплении, выхлопы дизельных двигателей, сжигание угля. BC может находиться в атмосфере до 10 дней, а основной процесс отложения — вымывание с атмосферными осадками. Благодаря малому размеру (менее микрометра) частицы BC могут

переноситься на большие расстояния в отдаленные полярные и горные районы и влиять на радиационный баланс за счет, например, изменения альбеда снежного покрова (*Flanner et al.*, 2007). Однако из-за ограничений в измерении ВС в атмосфере роль ВС в происходящих климатических изменениях изучена недостаточно. В частности, информация об изменчивости эмиссии и концентрации в прошлом может быть получена только при сильных допущениях и на основании каталогов выбросов. Прямые наблюдения за концентрацией ВС в атмосфере доступны только для ограниченного числа пунктов, измерения в которых, как правило, охватывают не более двух десятилетий (*Collaud Coen et al.*, 2013). Реконструкция изменчивости ВС по данным ледниковых кернов может быть полезна для понимания прошлых изменений эмиссии ВС, а также для проверки данных каталогов выбросов. Но такие реконструкции довольно сложны по целому ряду причин. Учитывая относительно короткое время жизни (до 10 дней) частиц негоревшего углерода в тропосфере (*Bond et al.*, 2013), записи в кернах могут отражать как крупномасштабные (вплоть до полушария) выбросы ВС, так и перенос от локальных источников. Поэтому понимание эволюции ВС в сочетании с исследованиями по моделированию климата позволяет получить важную информацию для оценки климатического воздействия ВС и прогноза климатических изменений.

Измерения концентрации ВС в атмосфере, выполненные на наземных станциях в Европе, показывают значительную изменчивость в зависимости от сезона, географического положения и плотности населения (*Lanz et al.*, 2010). Ограниченные наблюдения в Западной и Восточной Европе пока не позволяют установить различия в концентрациях. При этом моделирование показывает общее увеличение концентрации ВС в атмосфере при движении с запада на восток (*Tsyro et al.*, 2007). Наблюдения часто ограничиваются несколькими годами и не позволяют оценивать различия в долгопериодных изменениях.

Тренды изменения концентрации ВС могут быть получены по данным анализа ледниковых кернов. Для Западной Европы такие записи существуют для трех ледников в Альпах: Коль дю Дом, Колле Гнифетти и Фишерхорн (*Jenk et al.*, 2006; *Lavanchy et al.*,

1999; *Legrand et al.*, 2007; *Thevenon et al.*, 2009). Все три керна показали увеличение концентрации антропогенного ВС с середины XX в. Результаты исследования Эльбрусских кернов впервые предоставляют возможность сравнить уровни концентрации ВС для различных регионов Европы.

В работах, посвященных исследованию негоревшего углерода, используется понятие refractory black carbon (rBC) — нерастворимая углеродная составляющая, испаряющаяся при температурах около 4000 К, которая определяется методом накаливания. При анализе ледниковых кернов Эльбруса для измерения rBC использовался метод SP2 (*Lim et al.*, 2017). С помощью лазера светопоглощающие частицы, содержащие в основном черный или элементарный углерод, поглощают энергию и нагреваются до точки накаливания. Измеряется излучение и, исходя из сравнения с эталонами, определяется масса частицы. SP2 также включает в себя детектор рассеяния частицы 1064 нм. Сигнал рассеяния может быть использован для определения размера частиц. Детектор рассеяния также может использоваться для обнаружения других аэрозолей и определения их массовой концентрации.

Керны Эльбруса были исследованы с помощью системы непрерывного анализа (CFA — continuous flow analyses), которая позволяет непрерывно анализировать rBC, микрочастицы и электропроводность. В системе пробоотбора центральная часть ледяных кернов (3,4 × 3,4 см × 1 м) расплавлялась нагревательным элементом площадью 6,8 см² со средней скоростью 3 см/мин. Образующаяся при этом талая вода прокачивалась через эту систему, а параллельно производился отбор проб двумя автосэмплерами для анализа химического состава. Непрерывные данные rBC, поступающие в компьютер от анализаторов, усреднялись по глубине с разрешением 1 см в.э. До глубины 7,2 м образцы фирна были проанализированы дискретно с разрешением ~2–3 см в.э. Для определения вклада сжигания биомассы в ВС было выбрано несколько образцов с пиками rBC для анализа сложного органического соединения — левоглюкозана, образующегося при нагревании целлюлозы выше 400 °С и являющегося надежным индикатором лесных пожаров, в университете г. Венеции, Италия. Методика прямого

определения левоглюкозана подробно описана в (*Gambaro et al., 2008; Kehrwald et al., 2012*).

В 2016 г. была завершена обработка данных о содержании черного углерода в глубоком керне 2009 г. до глубины 156,6 м. Дополнительно был проанализирован неглубокий керн 2013 г., в результате чего эти две записи позволили реконструировать содержание черного углерода для периода 1825–2013 г. (рис. 3.3.1).

Благодаря непрерывному отбору образцов из керна в потоке было достигнуто высокое разрешение, позволяющее не только

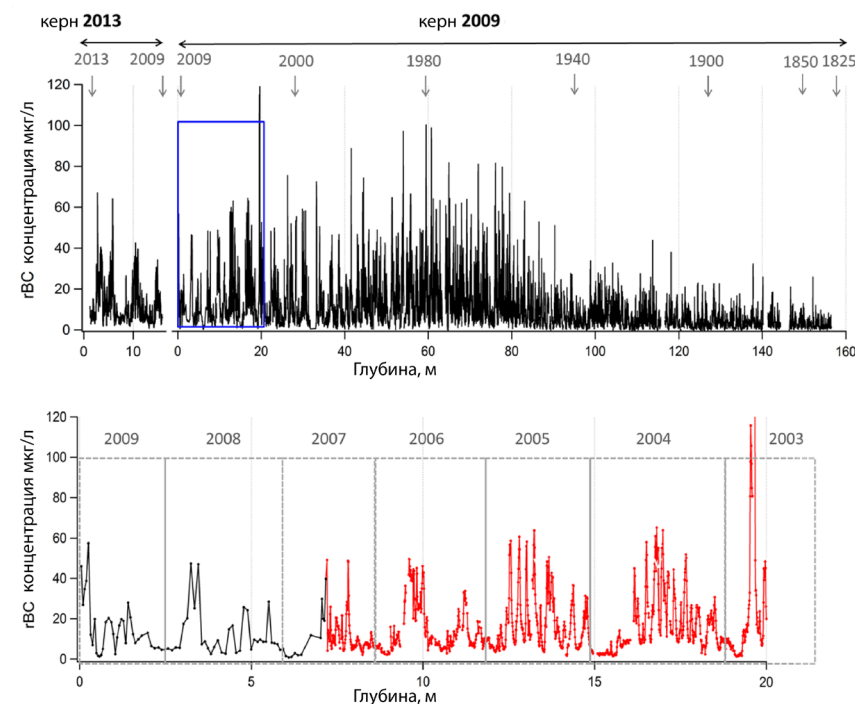


Рис. 3.3.1. Профиль концентрации гВС высокого разрешения для ледникового керна Эльбруса (а). Для иллюстрации профилей гВС низкого и высокого разрешения показаны результаты дискретного и непрерывного анализа (б). Образцы гВС низкого и высокого разрешения были отобраны каждые ~2–3 см в.э. и 1 см в.э. соответственно

оценить долгопериодные тренды, годовую и сезонную изменчивость, но также выявить отдельные пики, связанные со специфическими событиями переноса ВС.

Значения концентрации гВС в керне Эльбруса варьируют от 0,01 до 222,2 мкг/л при среднем значении 11 ± 11 мкг/л. Минимальная и максимальная концентрация получена для 1870-х гг. и 2003 г. соответственно. Среднегодовые концентрации в период 1925–2009 гг. изменялась от 4 до 25,1 мкг/л.

Сравнение с результатами измерения ВС в других районах показывает, что среднегодовая концентрация за период с середины XIX в. значительно превосходит значения, полученные для Гренландии (4 мкг/л; *McConnell et al., 2007*), Антарктиды (0,1–0,2 мкг/л; *Bisiaux et al., 2012*) и Эвереста (0,1 мкг/л; *Kaspari et al., 2011*), и согласуется с данными из трех кернов льда в Европейских Альпах (Коль дю Дом, Колле Гнифети и Фишерхорн, 1,5–72 мкг/л). Однако различие в методах определения гВС не позволяет проводить прямое количественное сравнение.

В содержании гВС на Эльбрусе четко выражен сезонный сигнал. Поскольку границы между теплым и холодным сезонами могут отличаться от года к году, были рассчитаны значения «середины» лета и зимы, условно соответствующие трем летним и зимним месяцам. За середину были приняты две четверти керна в середине участка керна, образовавшегося в течение теплого или холодного сезона.

Установлено, что средние значения гВС изменяются от 0,2 до 222,2 мкг/л (среднее — $15,5 \pm 12,9$ мкг/л) в летний сезон и от 0,2 до 44,6 мкг/л ($5,9 \pm 5,1$ мкг/л) зимой. По данным наземных измерений в Европе, концентрация несгоревшего углерода, напротив, повышается в 2 раза в зимнее время в основном из-за эмиссии в отопительный сезон (*Pio et al., 2007*). В то же время измерения на горных станциях в Альпах (1200–3100 м) показывают, что концентрация ВС в летние месяцы в 2–3 раза выше, чем зимой. Данные Эльбрусского керна показывают схожий сигнал, что объясняется активной конвекцией и увеличением толщины пограничного слоя в летнее время.

Максимальная концентрация гВС была обнаружена в летних слоях фирна 2003 г. Два события потенциально могли привести

к переносу и отложению ВС на ледниках Эльбруса в это время. Во-первых, пожары на нефтяных заводах недалеко от Багдада во время вторжения в Ирак в период с 20 марта по 1 мая 2003 г. Однако положение пика в летнем слое 2003 г. косвенно указывает на то, что это событие произошло ближе к концу лета, а не в весеннее время. Вторая вероятная причина — крупные лесные пожары в Европе, в особенности на Пиренейском полуострове и в Средиземноморье в августе 2003 г. (*Barbosa et al.*, 2004). Согласно расчетам, во время этого периода в атмосферу было выброшено более 100 килотонн микрочастиц (PM2.5), что сопоставимо с антропогенными выбросами всех стран Западной Европы за тот же период (*Hodzic et al.*, 2007).

Сжигание биомассы можно разделить на естественное (лесные и степные пожары) и антропогенное (сжигание дров, сельскохозяйственные отходы). Для определения потенциального вклада горения биомассы в концентрацию гВС в летних слоях ледников Эльбруса была проанализирована концентрация левоглюкозана (основной продукт пиролиза целлюлозы и гемицеллюлозы, которая составляет 50–70% сухой древесины) для 11 летних слоев, характеризующихся максимальными пиками гВС в керне. Обнаружено, что в семи случаях пики левоглюкозана и черного углерода совпали. При этом фоновые и максимальные значения сравнимы с полученными ранее для ледникового керна вулкана Ушковский

Таблица 3.3.1

Концентрация гВС в керне Эльбруса (медиана ± стандартное отклонение)

Период	Лето, мкг/л	Зима, мкг/л
1825–1850	4,3 ± 1,5	2,0 ± 0,9
1850–1900	5,3 ± 2,6	2,5 ± 1,4
1900–1950	7,9 ± 3,9	3,2 ± 1,6
1950–2000	20,0 ± 7,1	6,0 ± 2,7
1960–1980	22,6 ± 7,2	7,1 ± 2,5
2000–2013	17,7 ± 5,9	5,4 ± 2,3

на Камчатке, где основным источником левоглюкозана служат частые пожары в сибирской тайге. В результате был сделан вывод, что в керне Эльбруса потенциально содержится информация о частоте и интенсивности лесных и степных пожаров в Европе, поскольку горение биомассы — это единственный источник левоглюкозана в керне.

Концентрации гВС испытывали существенные колебания в течение последних 190 лет с большой внутригодовой изменчивостью. В течение XX в. выявлено повышение зимних, летних и годовых значений концентрации (рис. 3.3.2). Средние значения по различным периодам и сравнение с доиндустриальным уровнем приведены в табл. 3.3.1. Наиболее интенсивный рост концентрации произошел в 1950–1980-х гг. (в 5 раз в летнее время и в 3 раза зимой по сравнению с доиндустриальным временем).

Для оценки источников поступления ВС на ледники Эльбруса использовалась модель FLEXPART v6.2. Расчет траекторий движения отдельных частиц производился исходя из сеточных данных о скорости и направлении ветра и параметризации турбулентности и конвекции (*Forster et al.*, 2007; *Stohl, Thomson*, 1999). Установлено, что большинство аэрозолей поступает из Европы (71,0% летом и 55,6% зимой) и в особенности из Восточной Европы и Ближнего Востока (35,6% летом и 30,9% зимой). При анализе траекторий нижних 2 км тропосферы доля Восточной Европы и Ближнего Востока возрастает в 2 раза до 63,6% в летнее время, тогда как зимой количество обратных траекторий из этого региона сокращается до 22%, что говорит об увеличении летней концентрации за счет эмиссии из этих регионов.

Было произведено сравнение полученных данных по керну Эльбруса с существующими каталогами (ACCMIP и MACCity) выбросов антропогенного и биогенного (пожары) черного углерода для Западной, Центральной и Восточной Европы, а также стран Ближнего Востока (*Diehl et al.*, 2012). При общем сходстве обнаружен ряд отличий: в каталогах не выражен рост концентрации черного углерода в 1960-х и 1970-х гг., а скорость сокращения выбросов по каталогам не находит отражения в данных по керну после 1980-х гг. Более того, зарегистрирован небольшой рост концентрации гВС

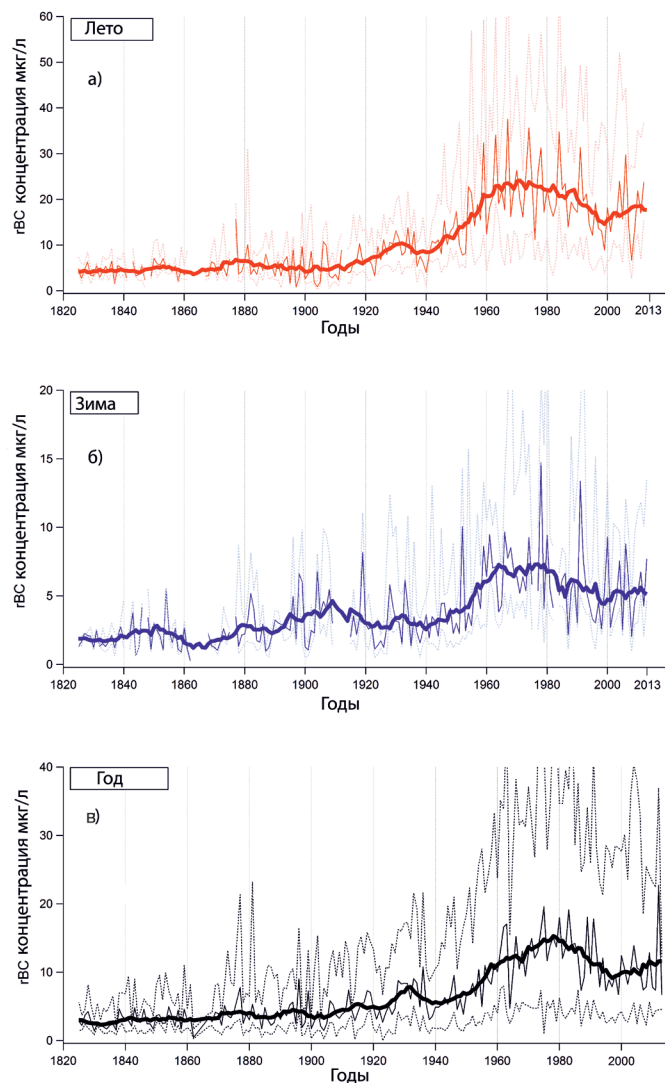


Рис. 3.3.2. Сезонные (а, б) и годовые (в) концентрации гВС в керне Эльбруса. Толстыми линиями показаны медианы (медиана — значение в образцах за определенный сезон/год), тонкими линиями показаны значения 10-го нижнего и верхнего процентиля

в керне Эльбруса после 2000-х гг., который может быть связан как и изменениями антропогенной эмиссии, так и с летними лесными и степными пожарами в восточной части Европы в 2000-х гг., не отраженный в каталогах (*Lim et al., 2017*). На сегодняшний момент запись гВС в керне Эльбруса — наиболее полный и подробный архив данных о содержании ВС в Европе.

Глава 4

Реконструкция изменчивости атмосферной пыли по данным ледникового керна Эльбруса

С. С. Кутузов

Загрязняющие вещества присутствуют в атмосфере в виде аэрозолей — взвешенных в воздухе жидких или твердых частиц. В атмосфере содержатся естественные загрязнители минерального и биологического происхождения, основными источниками которых служат извержения вулканов, пыльные бури, лесные и степные пожары, пыльца растений. Главные источники природных минеральных аэрозолей располагаются в низких широтах северного полушария Земли и включают пустыни Северной Африки, Аравийский полуостров, Центральную Азию и Китай (*Prospero et al.*, 2002). Порядка 30 % общей площади суши потенциально может быть отнесено к источникам минеральных частиц в атмосфере (*Sokolik, Toon*, 1996). Кроме того, минеральные частицы поступают в атмосферу с территорий, вовлеченных в антропогенную деятельность (дороги, сельскохозяйственные земли), при этом по некоторым оценкам доля таких источников в общей массе минеральных частиц в атмосфере может составлять 20–25 % (*Ginoux et al.*, 2012).

Пыль в атмосфере по массе и влиянию на физические процессы является самым важным аэрозолем в атмосфере (*Knippertz, Stuut*, 2014). Однако несмотря на значение атмосферной пыли для биогеохимического цикла, радиационного режима и здоровья людей (*Middleton*, 2017), знания региональной изменчивости и долгопе-

риодных трендов за последние несколько столетий все еще крайне ограничены. Концентрация минеральных частиц в атмосфере зависит от метеорологических условий, которые, в свою очередь, могут определяться крупномасштабными циркуляционными механизмами (ENSO, NAO и др.). Долгопериодные изменения в концентрации пыли зависят от изменения режима осадков и растительного покрова в источниках. При этом условия в источниках могут меняться как в ответ на изменчивость климатических параметров, так и за счет антропогенных причин; например, изменения, связанные с активным землепользованием.

Сложность механизмов эмиссии минеральных частиц, их переноса в атмосфере и отложения приводит к большим неопределенностям при моделировании (*Mahowald et al.*, 2007; 2010). Результаты моделей могут существенно отличаться, причем не совпадают ни значения концентрации, ни межгодовая и долгопериодная изменчивость. Частично это может быть связано с ограниченным количеством данных прямых измерений, недостаточных для верификации и калибровки моделей. Начиная с 1980 г. появилась возможность оценить изменчивость атмосферной пыли по спутниковым данным (*Chudnovsky et al.*, 2017; *Li, Sokolik*, 2018).

Анализ изменчивости атмосферных аэрозолей в различных регионах мира в последние десятилетия показывает, что, несмотря на присутствие значимых трендов, средние значения по планете существенно не изменились за счет суммирования разнонаправленных изменений (*Chin et al.*, 2014). В то же время анализ изменчивости эмиссии пыли указывает на увеличение потоков в два раза по сравнению с доиндустриальным временем. Одной из вероятных причин наряду с климатическими изменениями называется землепользование (*Hooper, Marx*, 2018). Используя модели атмосферных аэрозолей, позволяющие разделить естественные и антропогенные источники, было выявлено, что эмиссия пыли за XX в. выросла на 25 %, при этом вклад непосредственно климатических изменений составляет 56 %, а 40 % приходится на антропогенные изменения растительного покрова (*Stanelle et al.*, 2014).

Судить об уровнях загрязнения воздуха можно на основе данных прямых измерений содержания химических соединений

в атмосфере, а также по косвенным данным. Ледниковые керны являются уникальными архивами информации о температуре воздуха, скорости накопления снега, химическом и газовом составе атмосферы (Legrand, Mayewski, 1997). Аэрозоли, перенесенные воздушными массами в полярные районы, а также в высокогорье, формируют на поверхности ледников слои повышенной концентрации микрочастиц. В результате внутри ледников сохраняется информация об уровне содержания аэрозолей, которая может быть использована для выявления источников загрязнений, особенностей атмосферной циркуляции и оценки изменения эмиссии во времени.

Наиболее детальные данные о содержании минеральных частиц в ледниках были получены в результате изучения ледниковых кернов Гренландии и Антарктиды (De Angelis et al., 1997; Delmonte et al., 2002; Legrand, 1987; Petit et al., 1999; Ruth et al., 2003). Информация, заключенная в полярных ледниках, позволяет судить о глобальных процессах переноса аэрозолей в атмосфере и их изменении за десятки и сотни тысяч лет. Ледниковые керны из горных ледников средних широт, напротив, позволяют реконструировать локальные и региональные эмиссии пыли за более короткие периоды времени (Grigholm et al., 2015; 2017; Kaspari et al., 2009; Osterberg et al., 2008; Bohleber et al., 2018).

Благодаря своему географическому положению Кавказские горы представляют особый интерес для подобных исследований. С одной стороны, горные массивы расположены вблизи промышленного и сельскохозяйственного производства на юге России и ближнего зарубежья, а также на пути переноса воздушных масс из стран Западной и Восточной Европы, Ближнего Востока, с другой — ледниковые комплексы Кавказских гор достигают высоты свыше 5000 м, где влияние местных источников загрязнения крайне незначительно, тогда как воздействие глобального и регионального переноса аэрозолей возрастает.

Работы по изучению процессов переноса и отложения пыли на Эльбрусе начались в 2009 г., когда во время масс-балансовых работ на леднике Гарабаши, а также в шурфах на Западном плато были обнаружены отчетливо различимые горизонты пыли. Установлено, что минеральная пыль из регионов Северной Африки

и пустынь Ближнего Востока регулярно поступает на поверхность ледников Кавказа (Kutuzov et al., 2013). Отсутствие таяния и процессов инфильтрации выше 5000 м обеспечивает сохранение климатического сигнала и концентрации химических соединений в ледниках, а сравнительно большая аккумуляция предполагает высокое разрешение записи ледниковых кернов (Mikhalenko et al., 2015).

В этом разделе рассматриваются результаты анализа содержания кальция (Ca^{2+}) и микрочастиц в кернах, полученных на Западном плато Эльбруса, и их связь с изменениями климатических условий в источниках формирования пылевых воздушных масс, частично опубликованные ранее (Kutuzov et al., 2013; 2019b).

Для характеристики возможных источников микрочастиц, попадающих на поверхность ледников Эльбруса, была проанализирована трехмерные обратные траектории движения частиц. Для этого была использована модель NOAA HYSPLIT_4 (Draxler, Hess, 1998; Stein et al., 2015) и данные реанализа NCEP/NCAR с разрешением $2,5 \times 2,5$ градусов (Kistler et al., 2001) за период 1948–2013 гг. Обратные траектории рассчитаны на каждые 6 ч., начиная от точки бурения на высоте 5100 м, в течение 10 дней. Всего получено более 100 000 обратных траекторий.

За этот период перенос аэрозолей определялся западным переносом. Как показывает итоговая плотность траекторий, наиболее вероятным источником аэрозолей на Эльбрусе служит регион Средиземноморья, Турция, Восточная и Западная Европа, Ближний Восток, Северная Африка и юг России (рис. 3.4.1).

Дополнительно для оценки вклада потенциальных источников минеральных частиц были также проанализированы обратные траектории, попадающие в пограничный слой и обладающие способностью переносить минеральные частицы (Sodemann et al., 2006). Большинство рассчитанных таким образом траекторий показывают юго-западное направление переноса с максимальной их плотностью во все сезоны, и особенно в весеннее время, над Ближним Востоком, Средиземноморьем и Северной Африкой. В зимнее время отмечается более дальний перенос, тогда как летом существует вероятность переноса из районов Каспийского моря и юга России (рис. 3.4.2).

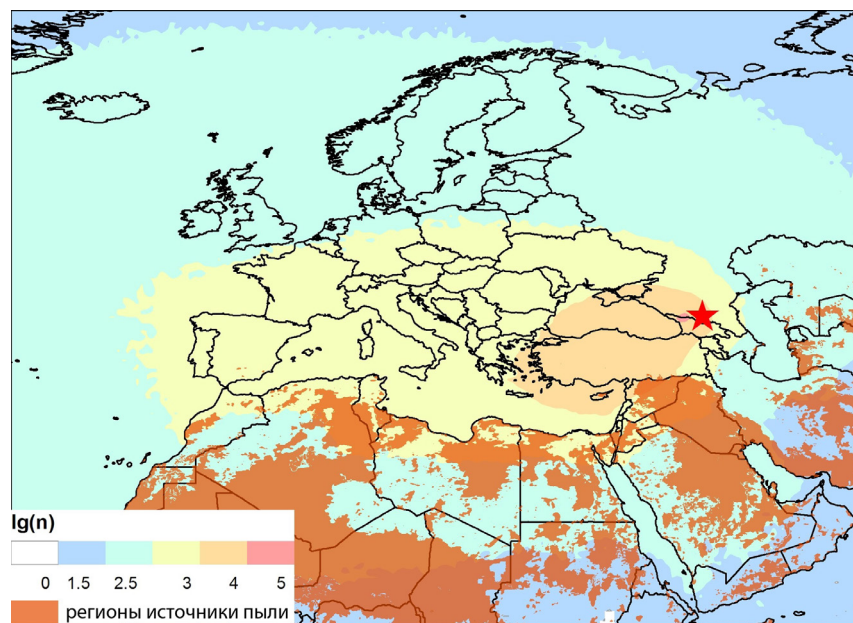


Рис. 3.4.1. Плотность 10-дневных обратных траекторий движения частиц, рассчитанная с помощью модели NOAA HYSPLIT_4 и данных реанализа NCEP/NCAR с разрешением 2,5×2,5 градуса. Траектории рассчитаны для каждых 6 часов. Красной звездой обозначен Эльбрус, оранжевым цветом выделены основные источники пыли

Количество пыли в ледниковом керне зависит от многих факторов и отражает концентрацию пыли в атмосфере. В первую очередь эмиссия минеральных частиц связана с условиями в источниках (тип почвы, геоморфология, влажность грунта), так же как и с метеорологическими условиями (скорость ветра). По мере того, как облако минеральных частиц попадает в среднюю тропосферу, перенос частиц определяется циркуляцией атмосферы. В горных районах со значительной аккумуляцией снега отложение происходит в основном вместе со снегом. Общее количество микрочастиц в ледниках Эльбруса имеет три компонента: 1 — частицы из ло-

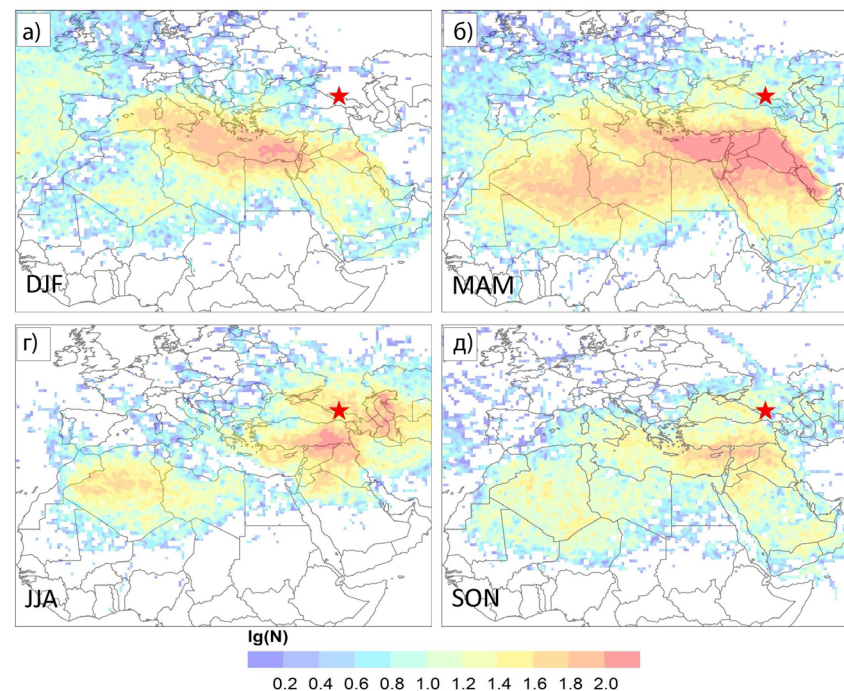


Рис. 3.4.2. Плотность 10-дневных обратных траекторий движения частиц, рассчитанная с помощью модели NOAA HYSPLIT_4 и данных реанализа NCEP/NCAR с разрешением 2,5×2,5 градуса. Показаны только траектории, попадающие в пограничный слой. Траектории рассчитаны для каждых 6 часов. Красной звездой обозначен Эльбрус

кальных источников (морены, выходы скал), 2 — спорадические события переноса пыли, 3 — фоновый принос частиц.

Если принять, что весь Ca^{2+} поступает из естественных источников, то его концентрация может служить показателем атмосферной пыли дальнего происхождения, т. к. вулканические породы Эльбруса в непосредственной близости от точки бурения не содержат кальция. В дальнейшем при анализе связи различных параметров использовалась летняя концентрация Ca^{2+} в керне Эльбруса.

Ca^{2+} может поступать на поверхность ледников не только с микрочастицами пыли, но также и с морскими аэрозолями. Эльбрус расположен в относительной близости Черного моря. Имея данные по содержанию Na^+ , можно вычислить влияние морских аэрозолей. Для проверки влияния морского аэрозоля на содержание кальция была рассчитана концентрация так называемого «неморского» кальция (nssCa^{2+}) по формуле $[\text{nssCa}^{2+}] = [\text{Ca}^{2+}] - [\text{ssNa}^+] \times (\text{Na}^+ / \text{Ca}^{2+})_{\text{ss}}^{-1}$, где $(\text{Na}^+ / \text{Ca}^{2+})_{\text{ss}}$ — соотношение кальция в Мировом океане (0,038). Обнаружено, что в летнее время морские аэрозоли не оказывают значительного влияния на общую концентрацию Ca^{2+} в керне, а их общий вклад оценивается в среднем менее 1% (1,4% в зимнее время). В дальнейшем анализе вклад морского аэрозоля в общую концентрацию кальция не учитывался.

Крупные спорадические события переноса пыли из источников, расположенных на Ближнем Востоке и в Северной Африке, ежегодно достигают Эльбруса. Перенос пыли на Эльбрус происходит 5–6 раз в год (*Kutuzov et al.*, 2013). Чаще всего она транспортируется из районов Ближнего Востока. Пыль из Сахары переносится на Кавказ один или два раза в год, и хотя эти события происходят реже, содержание пыли в них более высокое. Вторжения пыльных воздушных масс происходят чаще в весенне-летнее время. Как было показано при исследовании ледяных кернов в Альпах, такие события существенно влияют на химический состав и увеличивают концентрацию многих химических соединений из-за присутствия в минеральных частицах либо в результате взаимодействия щелочных частиц с кислотными соединениями во время переноса (*Usher et al.*, 2003).

Для определения частоты подобных вторжений были установлены критерии выделения образцов, подверженных значительному переносу минеральных частиц из далеких источников: 1 — если концентрация кальция превышала 120 ppb ; 2 — если кислотность образца была ниже, чем 25% кватиль сплайна общей кислотности. При использовании таких критериев было выделено 616 образцов в летних горизонтах керна (из 2524) и 67 в зимних (из 1150) (рис. 3.4.3 и табл. 3.4.1). В результате появляется возможность оценивать частоту событий переноса, а также фоновые концентрации.

Таблица 3.4.1

Концентрация Ca^{2+} в керне Эльбруса за различные периоды времени, включая общую концентрацию и фоновую составляющую

Период	Ca^{2+} концентрация (<i>ppb</i>)			
	лето (общая)	лето (фон)	зима (общая)	зима (фон)
1774–1800	65	64	42	42
1800–1850	78	69	52	46
1850–1900	100	69	43	36
1900–1950	156	83	37	33
1950–2000	344	181	75	58
2000–2012	439	212	99	64
1774–2012	172	103	54	44

Средняя концентрация Ca^{2+} в керне Эльбруса составила 145 ppb с максимумом 5506 ppb . Большинство пыли переносится на Эльбрус в летнее время. Следует учитывать, что разделение керна на летние и зимние слои весьма условно. По сезонному ходу аммония и янтарной кислоты выделяются теплый и холодный сезоны, но границы между ними не постоянны и условно соответствуют началу весны и концу осени. Средняя фоновая концентрация кальция в летних слоях составила 103 ppb по сравнению с 44 ppb в зимних. Большинство спорадических событий переноса происходит в весенне-летнее время, за счет чего наблюдается разница в концентрациях — 172 ppb летом и 54 ppb зимой.

На рис. 3.4.4 показан профиль концентрации кальция за весь период. Было установлено, что с 1950 г. значительно увеличивается частота и масса переносимой пыли во время спорадических событий переноса и одновременно возрастает фоновая концентрация (на 100 ppb). Максимальная концентрация зарегистрирована для 1999 и 2000 гг. (980 и 850 ppb). Также наблюдался период повышенной концентрации пыли в 1960-х гг.

Для оценки факторов, влияющих на содержание пыли в ледниках Эльбруса, были проанализированы временные ряды климатических параметров (температура, осадки, скорость ветра, влажность почвы) в потенциальных источниках пыли. Для этого использованы данные реанализа ERA-Interim за период 1979–2013 гг. (Dee et al., 2011).

Для оценки устойчивости во времени выявленных зависимостей и факторов, лимитирующих эмиссию, перенос и отложение пыли на ледниках Эльбруса, была исследована связь между концентрацией пыли в керне и климатическими параметрами в предполагаемом источнике происхождения микрочастиц (Месопотамии). Были взяты сеточные данные по среднемесячной темпе-

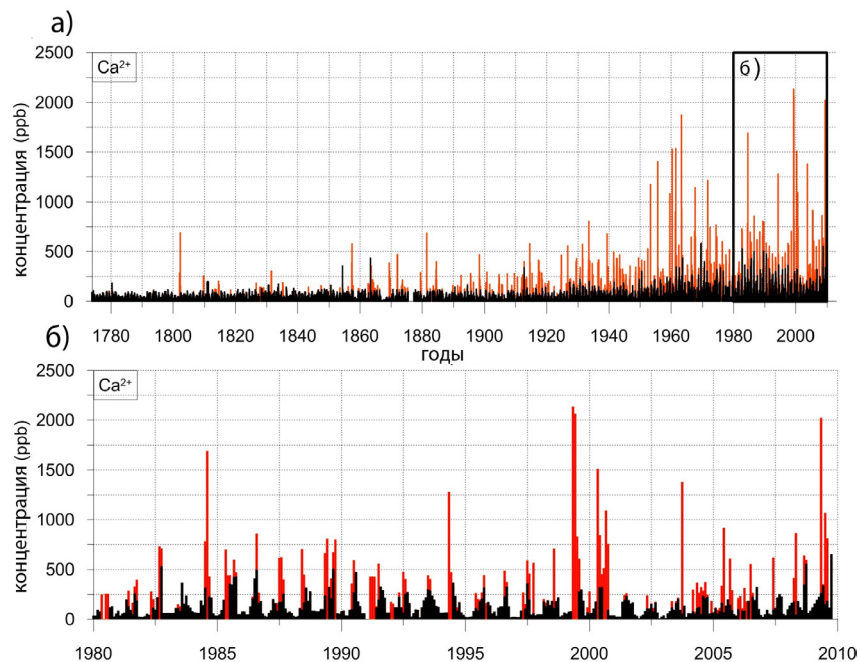


Рис. 3.4.3. общая (красный цвет) и фоновая (черный цвет) концентрация кальция в керне Эльбруса. Фоновые концентрации получены путем исключения образцов, отнесенных к событиям значительного переноса пыли

ратуре воздуха (CRUTEM4) и осадкам (GPCPV2.3), осредненные для территории, ограниченной координатами 32–37 °N; 38–44 °E. Корреляция между концентрацией пыли и этими параметрами рассчитывалась для 12 месяцев текущего и 12 месяцев предыдущего года. Было использовано 25-летнее скользящее окно с 2-летним перекрытием (рис. 3.4.5). Прямое сравнение средней летней

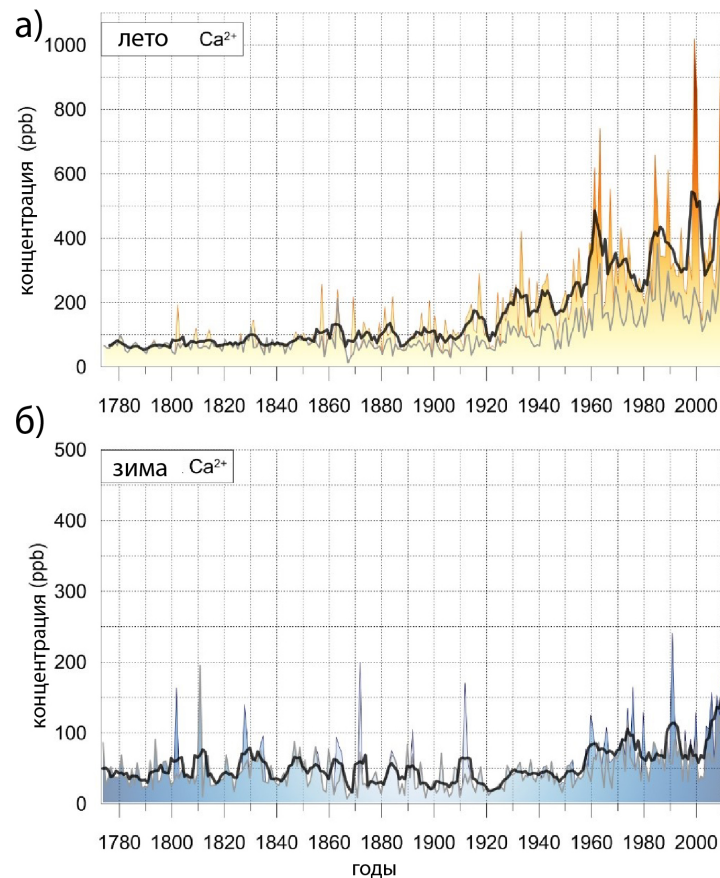


Рис. 3.4.4. Общая и фоновая (серый цвет) концентрация кальция в керне Эльбруса в летнее и зимнее время. Темной линией показано скользящее среднее по 5 годам

концентрации Ca^{2+} с температурой воздуха и осадками в Месопотамии показывает, что значимые корреляции характерны для температуры мая и апреля начиная с 1970-х гг. до настоящего времени. Затем связь становится незначимой, но постепенно значимые связи сдвигаются на более ранние месяцы, и для 1915–1959 гг. пыль в керне значимо коррелирует с температурой воздуха за июнь предыдущего года. Температура и осадки предыдущих лет теоретически тоже могут оказывать влияние на эмиссию пыли, поскольку она напрямую зависит от продолжительности засух. В то же время точность датировки слоев в керне на этом отрезке составляет ± 1 год, и вполне возможно, подобный сдвиг связан именно с неточностью датировки. Похожая картина характерна и для осадков. За последние 40 лет обратная корреляция концентрации пыли в керне с осадками значима для весенних месяцев, тогда как в начале века значимой становится корреляция с осадками предыдущего года.

Значимая связь была обнаружена при сравнении концентрации Ca^{2+} в керне Эльбруса с индексами сухости в регионе Месопотамии (граница Сирии и Ирака). Мы использовали наиболее достоверный на сегодняшний день индекс SPEI; наилучшая связь обнаружена для версии SPEI3 (расчет засушливости за три предыдущих месяца) (Vicente-Serrano et al., 2010). Так же как и с температурой воздуха и осадками, месяцы, для которых связь значима, постепенно смещаются на более ранние сроки. Тем не менее засушливость в зимние и весенние месяцы в предполагаемом источнике естественных аэрозолей действительно может оказывать непосредственное влияние на количество пыли в ледниках Эльбруса.

Частично проблему неточности датировок решает анализ сглаженных рядов данных. При сглаживании по пяти годам была обнаружена корреляция концентрации пыли и засушливости для территории на Ближнем Востоке (32–37 °N; 38–45 °E) за период 1904–2012 гг. Коэффициенты корреляции статистически значимы ($p < 0,001$) и достигают $-0,71$ для полного ряда и $-0,48$ для рядов без тренда (рис. 3.4.6). Более засушливые периоды соответствуют слоям повышенной концентрации пыли в керне, а общий тренд содержания пыли отвечает зарегистрированному снижению осадков и повышению температуры воздуха.

Концентрация кальция в керне также статистически значимо коррелирует с индексом SPEI3 для региона Северной Африки ($r = -0,67$). Однако в большей степени это объясняется присутствием схожего линейного тренда в двух рядах. Коэффициент корреляции снижается при исключении тренда из всего ряда ($r = -0,27$, $p < 0,05$). В то же время для периода 1970–2012 гг. он остается значимым ($r = -0,73$, $p < 0,001$). Большие объемы пыли могут быть перенесены на Эльбрус за одно существенное событие переноса из Северной Африки (Kutuzov et al., 2013). Иногда такой перенос сопровождается также дополнительной эмиссией из источников на Ближнем Востоке (Shahgedanova et al., 2013).

В период засух в регионах-источниках, в атмосферу поступает большее количество минеральных частиц, которые в весенне-летнее время поступают на поверхность ледников. Отделить влияние двух источников на данном этапе исследований невозможно. Судя по всему, в обоих регионах за счет снижения осадков и повышения температуры увеличивается засушливость на протяжении последнего столетия. Вместе с этим растет вероятность возникновения пыльных бурь в период, благоприятный для продвижения в сторону Кавказа.

Наши выводы подтверждаются анализом повторяемости засух в Сирии. Так, за период с 1961 по 2009 г. наблюдалось 25 лет засух (40% всех лет). В среднем засухи продолжались 4,5 года, хотя

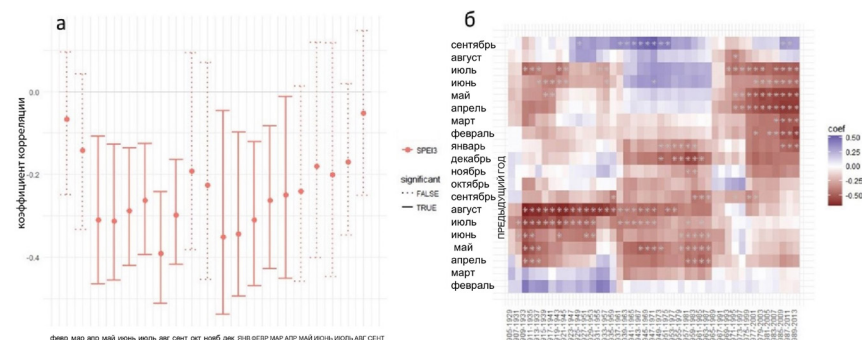


Рис. 3.4.5. Ca^{2+} в керне Эльбруса и индекс сухости SPEI 3 для территории 32–37 N; 38–45 E

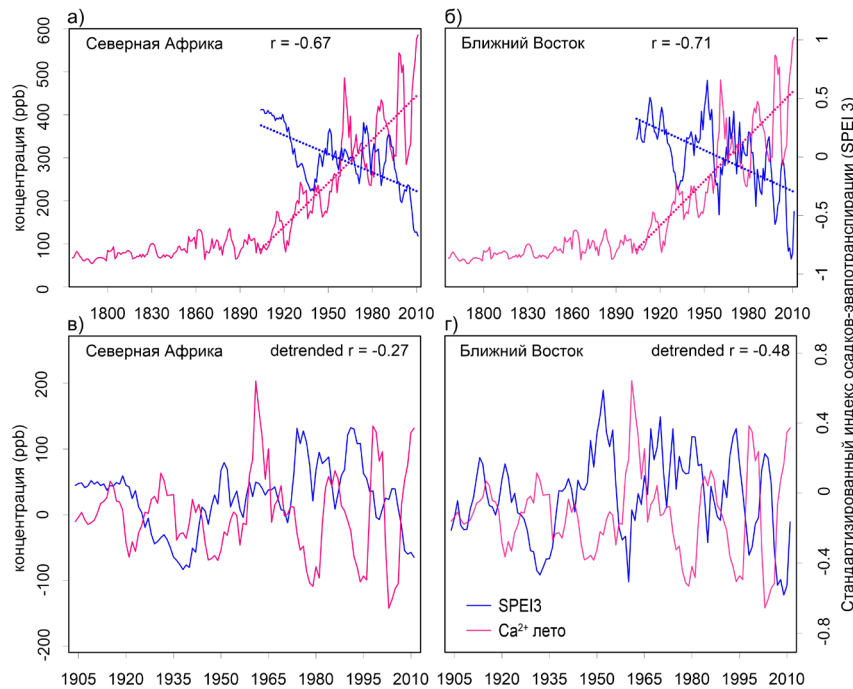


Рис. 3.4.6. Многолетняя изменчивость концентрации Ca^{2+} в керне Эльбруса и SPEI 3 для территории Северной Африки (а, в) (20–35 N; 0 35 E) и Ближнего Востока (32–37 N; 38–45 E) (б, г)

в 1970-х гг. засуха длилась 10 лет. Ряд засух, длившихся два или более лет, оказали значительное влияние на сельскохозяйственное производство на северо-востоке страны: засуха в 1961 г. привела к потере 80% поголовья верблюдов и 50% овец. В период засухи 1998–2001 гг. 329 тыс. человек (47 тыс. кочевых семей) вынуждены были ликвидировать поголовье скота и испытывали острый недостаток продовольствия (Breisinger et al., 2011; De Châtel, 2014).

Помимо устойчивого роста концентрации пыли в керне, была обнаружена квазидекадная изменчивость. Для выявления возможных факторов нами была проанализирована корреляция с раз-

личными циркуляционными индексами для разных периодов. Корреляции рассчитывались для периодов от 30 лет, при этом использовались скользящие окна и разные периоды осреднения. Предварительно из всех рядов были исключены тренды.

Наибольшие коэффициенты корреляции обнаружены между концентрацией пыли в керне в летний период и индексами циркуляции в предшествующий ему зимний период. Для 33 лет (1979–2012) наибольшие коэффициенты корреляции выявлены для индексов PDO ($r = -0,42$), SOI (0,49), Nino 4 ($-0,57$). В то же время значимые корреляции для индекса Nino 4 выявлены для периода 1948–2012 гг. ($r = -0,47$, $p < 0,01$) для периода ноябрь – январь. 23 из 47 лет максимальной концентрации пыли соответствовали фазе Ла Нинья (1900–2012 гг.). После 1950-х гг. 19 из 23 лет соответствовали одновременной негативной фазе Nino 4 и PDO (рис. 3.4.7). При этом никакой связи не было обнаружено для NAO, хотя основное влияние Северной Атлантики характерно для зимнего периода.

Связь концентрации пыли с циркуляционными индексами Тихого океана иллюстрирует картина пространственной корреляции Ca^{2+} с температурой поверхности океана (рис. 3.4.8). А также корреляция с высотой изобарической поверхности 500 мб. Механизм подобных дальних связей обсуждался ранее, в частности, в качестве одной из причин вариации осадков и сильных засух 1999–2001 и 2007–2008 гг. на Ближнем Востоке (Barlow et al., 2016). А также при исследовании концентрации пыли в атмосфере в регионе по данным оптической плотности атмосферы (Pu, Ginoux, 2016). Предположительно одним из побочных эффектов изменения температуры поверхности Тихого океана, а именно Ла Нинья (отрицательный индекс), является отклонение траекторий прохождения циклонов и антициклонов в Средиземноморье и на Ближнем Востоке, что приводит фактически к полному отсутствию осадков. Остается открытым вопрос об устойчивости обнаруженных дальних связей на более длительных отрезках времени. Прежде всего из-за неопределенности в данных реанализа до середины XX в.

Установлено, что изменчивость концентрации кальция в керне Эльбруса служит показателем засушливости в регионах Северной

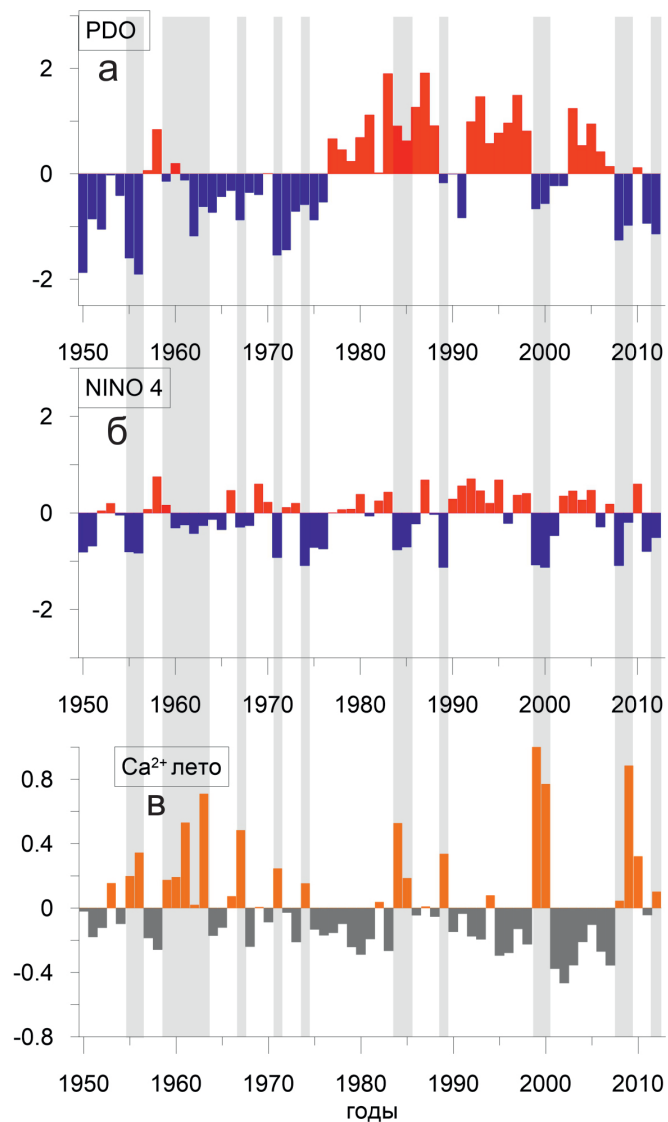


Рис. 3.4.7. PDO (а), Niño (декабрь — июнь) (б), нормализованный профиль концентрации Ca^{2+} record (в). Серым отмечены годы, когда повышенные концентрации пыли совпадают с негативными фазами Niño 4

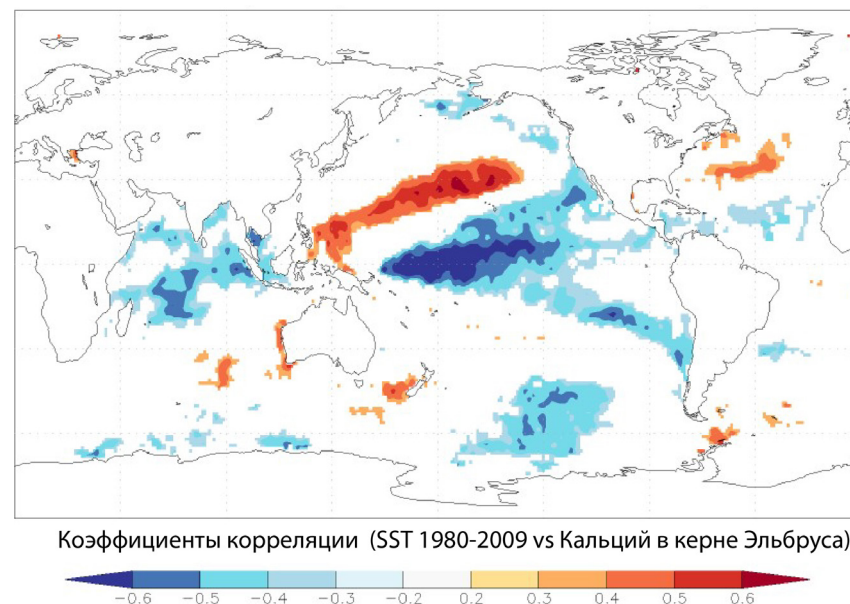


Рис. 3.4.8. Пространственная корреляция Ca^{2+} с температурой поверхности океана

Африки и Ближнего Востока. Концентрация пыли в керне в последние десятилетия была максимальной начиная с 1774 г. Увеличивается не только фоновая концентрация, но и частота событий переноса пыли. Выявленные тренды связаны с более засушливыми условиями в источниках, за счет уменьшения количества осадков и роста температуры воздуха. Межгодовая изменчивость атмосферной пыли также регулируется циркуляционными процессами.

Глава 5

Реконструкция эмиссии диоксида серы

С. Проинкерт, М. Легран, С. Кутузов

Одной из актуальных проблем в моделировании климата является неопределенность оценки влияния на климат короткоживущих примесей в атмосфере, особенно в региональном масштабе. Воздушные примеси (аэрозоли) распределены в атмосфере крайне неравномерно. Для построения достоверных моделей переноса аэрозолей и химического состава атмосферы требуется большое количество прямых измерений. Важным ограничением в моделях служит непродолжительность подобных измерений, не превышающих, как правило, нескольких десятков лет. Таким образом, наши знания о составе атмосферы строятся исходя лишь из данных, полученных в индустриальное время.

Химические соединения сохраняются в неизменном виде в холодных ледниках и служат уникальными источниками информации для реконструкции химического состава атмосферы (*Legrand, Mayewski, 1997*). Важные результаты были получены при исследовании ледниковых кернов горных ледников, расположенных в непосредственной близости от индустриальных районов Евразии, включая Европейские Альпы (*Preunkert, Legrand, 2013; Schwikowski et al., 2004*), Алтай (*Eichler et al., 2009; 2012; Olivier et al., 2006*) и Камчатку (*Kawamura et al., 2012*). Для оценки загрязнения атмосферы в процессе индустриального развития в странах Западной Европы были исследованы керны с ледников Монблана (*Preunkert, 2000, Монте-Розы (Schwikowski, 2006; Wagenbach et al., 2012)*

и Бернских Альп (*Jenk et al., 2006*). В ряде случаев из-за метелевого переноса зимние слои в ледниках почти полностью отсутствовали (*Wagenbach et al., 2012*). В то же время низкая аккумуляция обеспечила сохранность записи на протяжении тысяч лет. В дальнейшем, используя региональную модель переноса аэрозолей и химического состава атмосферы и данные каталогов эмиссии диоксида серы в Европе, были воспроизведены тренды концентрации сульфатов в ледниковом керне Коль дю Дом (Монблан) (*Fagerli et al., 2007*), что позволило установить основные факторы, влияющие на сезонную изменчивость диоксида серы. Подобные работы до настоящего времени были единичны, т.к. данные с сезонным разрешением были получены в Альпах только до 1890 г. (*Legrand et al., 2018*).

Высокая аккумуляция снега и низкие температуры на Эльбрусе (*Mikhailenko et al., 2015*) обеспечивают сохранность сезонной изменчивости химических элементов за несколько столетий. В этом разделе приводятся основные результаты анализа химического состава керна льда, полученного в 2009 г. на Эльбрусе, где сезонный сигнал прослеживается до 1774 г. Изменчивость и долгопериодные тренды в концентрации сульфатов в образцах снега, фирна и льда рассматриваются в контексте влияния на химический состав природного аэрозоля (минеральных частиц), а также загрязнения атмосферы антропогенным SO₂ (*Preunkert et al., 2019*).

Значительные события переноса и отложения минеральных частиц из пустынь оказывают влияние на химический состав ледников, в особенности за счет отложения богатых кальцием щелочных слоев снега (*Wagenbach et al., 1996; Preunkert et al., 2001*). Как правило, слои, приуроченные к подобным событиям, характеризуются повышенным содержанием большого количества элементов и соединений, т.к. либо они присутствовали в пыли на стадии эмиссии, либо были поглощены щелочной пылью во время переноса в атмосфере (*Usher et al., 2003*). Было показано, что при отложении пыли на поверхности ледников увеличивается концентрация некоторых катионов (Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺), а также анионов (SO₄²⁻, NO₃⁻, Cl⁻, F⁻ и карбоксилаты).

Для выявления таких горизонтов в керне Эльбруса кислотность/щелочность образцов определялась путем расчета ионно-

го баланса анионов и катионов (Preukert et al., 2019). Если кислотность образца была ниже, чем 25%, квартиль сплайна общей кислотности, а концентрация кальция превышала 120 ppb, считалось, что горизонты образовались под влиянием значительных событий переноса пыли. Было выделено 616 образцов в летнее время (из 2524) и 67 зимних (из 1150). Так как частота подобных эпизодов менялась в прошлом (Kutuzov et al., 2019b), мы исследовали их влияние на химический состав льда. При значительных событиях увеличение концентрации кальция сопровождается увеличением щелочности в 7,4 раза по сравнению с образцами без пыли. Наряду с кальцием наблюдается также повышенная концентрация (примерно в восемь раз больше) хлорида, натрия, калия, магния, в то время как содержание аммония, нитрата, сульфата и карбоксилата увеличивается, как правило, в два раза. Очевидно, что эффект влияния естественного переноса пыли и частоты подобных событий должен быть рассмотрен при анализе долгопериодных трендов в химическом составе кернов Эльбруса.

Некоторые слои льда на Эльбрусе содержат следы крупных извержений вулканов. Слои 1911–1913 гг., по-видимому, соответствуют извержению вулкана Катмай 1912 г., а слои 1836 и 1837 гг. можно отнести к извержению Косигуина (Никарагуа) 1835 г. Дополнительно существуют слои, где пики кислотности и концентрации сульфата выражены не столь явно, однако есть вероятность, что они также были сформированы под влиянием вулканической активности. Так, повышенное содержание сульфата в 1854 г. может быть свидетельством извержения вулкана Шивелуч, однако качество образца не позволяет говорить об этом с уверенностью. Также, возможно, присутствуют следы извержения вулкана Котопахи 1877/78 г. В дальнейшем при рассмотрении всей записи сульфата в связи с эмиссией диоксида серы все образцы с потенциальным воздействием вулканической активности были исключены. Для исключения эффектов межгодовой изменчивости на долгопериодные тренды мы использовали первую компоненту сингулярного спектрального анализа (SSA), период 5 лет.

Как было отмечено в предыдущем разделе, посвященном анализу содержания пыли в керне Эльбруса, частота событий пере-

носа пыли, а также фоновые концентрации существенно менялись в прошлом. Начиная со второй половины XX в. концентрация пыли на ледниках Эльбруса увеличилась. В связи с этим мы попытались оценить, какое влияние это оказало на изменчивость концентрации SO_4^{2-} в керне. Оценить количественно такое влияние довольно трудно, т. к. количество сульфата в составе щелочного материала во время транспортировки в атмосфере непостоянно и меняется от события к событию. Так, в работе, базирующейся на анализе материала, собранного из атмосферы во время пыльных бурь в Восточном Средиземноморье, показано, что в случае поступления минеральных частиц напрямую из Сахары соотношение сульфата к кальцию ($\text{SO}_4^{2-}/\text{Ca}^{2+}$) составляет 0,25. Тогда как в случае прохождения облака пыли через промышленные районы на Балканах и в Турции это соотношение составляло 1,15 (Koçak et al., 2012). В связи с этим вводить поправку в концентрацию SO_4^{2-} для каждого образца некорректно. Вместо этого мы исключили из анализа тренда сульфата образцы, соответствующие горизонтам значительных событий переноса пыли.

На рис. 3.5.1 видно, что влияние переноса пыли на общий тренд сульфата в зимнее время незначительно (<10 ppb). В летнее время до 1850 г. различий между трендами не наблюдается, и до 1920-х гг. влияние пыли остается несущественным, а затем к 1950–1960-м гг. более частые события переноса минеральных частиц приводят к дополнительному росту концентрации SO_4^{2-} вплоть до 100 ppb.

В дополнение к росту частоты событий переноса, фоновая концентрация кальция в атмосфере и, соответственно, в летних горизонтах в керне Эльбруса также увеличилась с 68 до 194 ppb после 1960 г. Чтобы учесть возможный эффект и выделить тренд изменения SO_4^{2-} в зависимости от антропогенной эмиссии SO_2 , было исследовано соотношение сульфата и кальция в отдельных образцах в доиндустриальное время (1774–1900 гг.). Корреляция составляет $r^2 = 0,32$ при линейной зависимости, близкой к 1. Однако использование такого соотношения приведет к завышению оценки сульфата в составе пыли. Многие образцы содержат больше SO_4^{2-} , чем можно ожидать в случае поступления чистого гипса (CaSO_4), что, по-видимому, объясняется присутствием в атмосфере сульфата аммония

$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$) или серной кислоты (H_2SO_4). Для поправки профиля сульфата в зависимости от фоновой концентрации пыли мы использовали соотношение 0,63. Как видно из рис. 3.5.1, полученные концентрации в доиндустриальное время составили 70 и 40 ppb для летнего и зимнего сезона соответственно. Концентрация оставалась на уровне доиндустриального периода вплоть до 1910–1920-х гг. (81 и 47 ppb). После 1920 г. концентрация SO_4^{2-} увеличивалась в среднем на 5 ppb в год в теплый период и на 1 ppb зимой. Рост концентрации ускорился между 1950 и 1975 гг. (10 ppb в год летом и 5 ppb зимой) вплоть до достижения максимума 530 ppb летом (255 ppb зимой) в 1980-х гг. После 1990 г. концентрация SO_4^{2-} снизилась до 390 ppb (154 ppb) к первому десятилетию XXI в.

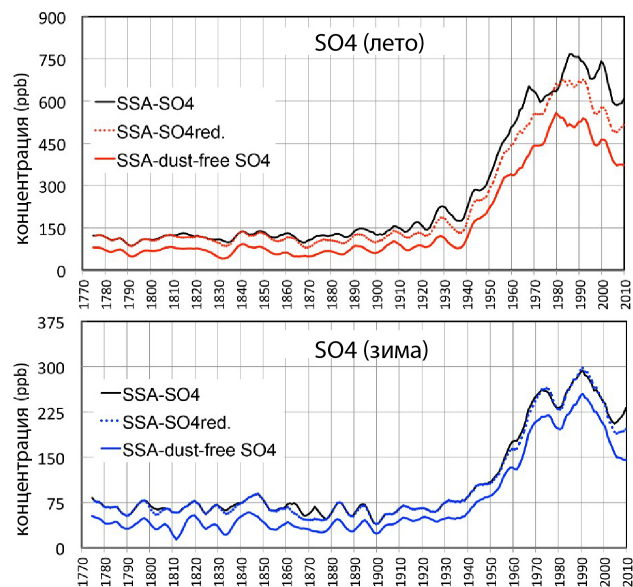


Рис. 3.5.1. Тренды концентрации SO_4^{2-} в слоях теплого (весна, лето, осень) и холодного (зима) сезонов с 1774 по 2010 г. (первая компонента сингулярного спектрального анализа SSA, 5 лет). Черная кривая — первичные данные, пунктирные линии — значения, рассчитанные после исключения образцов с влиянием переноса пыли ($\text{SO}_{4\text{red}}$), красные и голубые кривые — концентрация SO_4^{2-} после поправки на изменение фоновой концентрации пыли

Было проведено сравнение долгопериодных трендов концентрации SO_4^{2-} в керне Эльбруса с другими записями, полученными в Альпах (два керна Коль дю Дом (CDD, CDK), Монблан) и на Алтае (Белуха). Выявлены три главных различия в ходе концентрации сульфата между тремя регионами: в Европейских Альпах, в отличие от Эльбруса и Белухи, антропогенное загрязнение заметно уже начиная с 1910–1930-х гг.; период максимальной концентрации на Монблане отмечается в 1970–1980-х гг., тогда как на Кавказе он смещен на более позднее время (примерно на 10 лет); в керне Эльбруса снижение концентрации в последние десятилетия менее выражено, чем в кернах Монблана и Белухи (рис. 3.5.2).

Первые сведения о содержании основных ионов (SO_4^{2-} , NO_3^- , Na^+ , K^+ , NH_4^+) на Эльбрусе были получены в результате анализа керна (17 м) в западной части ледника Большой Азау на высоте 4150 м (Ротомеева и др., 1998). Выявлено, что инфильтрация талых вод приводит к миграции и перераспределению химических соединений в толще ледника, а пики концентраций ионов приурочены к прослоям инфильтрационного льда. Сравнение средней концентрации в снеге на леднике Большой Азау с данными, полученными в результате анализа свежевыпавшего снега в Альпах, показало 4–5-кратное превышение сульфатов и нитратов в альпийском снеге, что было объяснено близостью Альп, в отличие от Эльбруса, к промышленным районам (Ротомеева и др., 1998). Эти выводы не подтверждаются нашими данными, полученными при анализе керна из области Эльбруса, не охваченной таянием. Сравнение профилей концентрации SO_4^{2-} на Монблане и Эльбрусе, напротив, показывает, что не только общий ход, но и абсолютные значения и сезонная изменчивость очень близки (рис. 3.5.2). Интересно, что предполагаемое влияние местного источника сульфатов (вулканические горные породы, выходы серы, выбросы газов), описанное в (Ротомеева и др., 1998), нами не обнаружено. Сезонный ход концентрации SO_4^{2-} на Эльбрусе не нарушается, долгопериодные тренды соответствуют эмиссии антропогенного диоксида серы, а уровни концентрации схожи со значениями в других районах. Возможно, отдельные пики концентрации могут быть обусловлены активизацией фумарольной деятельности,

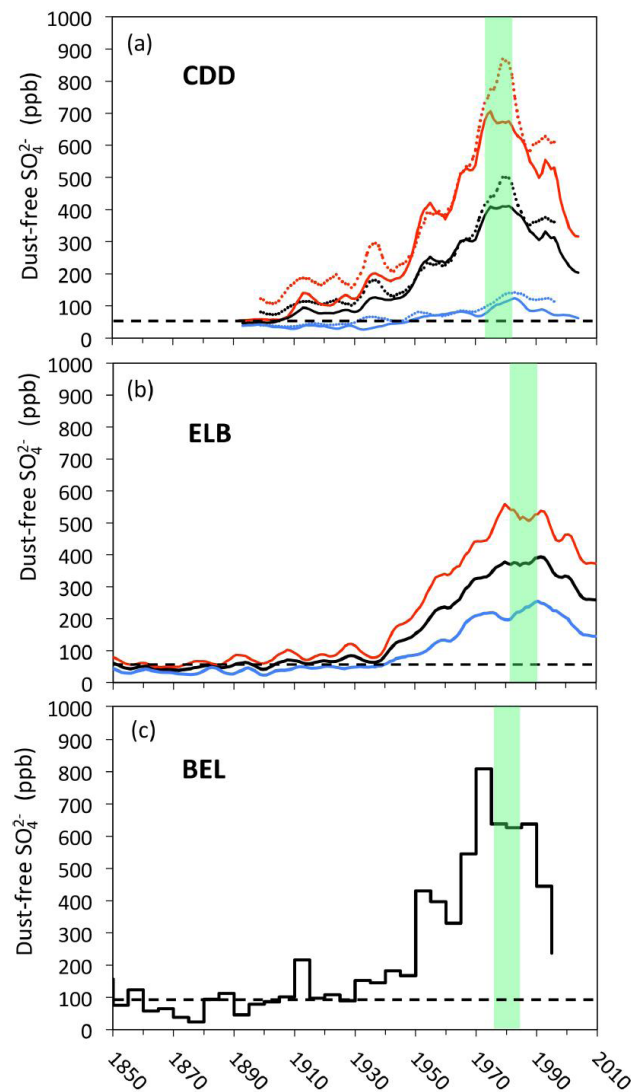


Рис. 3.5.2. Профили концентрации сульфата (годовые значения — черный, зимние — синий, летние — красный) на а) Монблане (CDD), б) Эльбрусе (ELB) и в) Белухи (BEL)

но для подтверждения этого предположения необходимо провести детальное исследование микроэлементного состава воздуха и снега как в точке бурения, так и в областях проявления фумарольной активности на Эльбрусе.

По данным каталога эмиссий SO_2 (Smith et al., 2011) были построены ряды для стран, расположенных ближе к Эльбрусу, — России, Грузии, Азербайджана, Сирии, Ирака, Турции, Ирана, Украины и Болгарии (рис. 3.5.3). В этих странах эмиссия диоксида серы увеличилась после 1930-х гг. и достигла максимума в конце 1980-х гг.



Рис. 3.5.3. Эмиссия SO_2 (1850–2005 гг.) в различных регионах: а) Восточная Европа, Закавказье и Ближний Восток; б) Западная Европа

или позднее (Турция, Иран). Ход эмиссии отличается от ситуации вокруг Монблана. В Западной Европе (Франция, Италия, Испания, Швейцария и Германия) к 1930-м гг. уровень выбросов был уже значителен, в основном за счет промышленного производства в Германии и Франции, и достиг максимума в 1970-х и 1980-х гг.

На Монблане основное влияние на концентрацию SO_4^{2-} оказывают эмиссии с территории Франции, Германии, Италии и Испании (Fagerli et al., 2007). В соответствии с историей эмиссии стран Западной Европы в кернах Монблана наблюдается существенное уменьшение концентрации сульфата в последние десятилетия. Концентрация SO_4^{2-} в керне CDD в 2005 г. составила 316 ppb, что близко к уровню 1950 г. (296 ppb). На Эльбрусе же концен-

трация сульфата в 2005 г. все еще сохранялась на высоком уровне (380 ppb) и превосходила значения 1950-х гг. (227 ppb). Мы попытались определить основные причины и факторы хода концентрации сульфата в керне Эльбруса в последние десятилетия. Анализ обратных траекторий движения элементарных ячеек воздуха показал, что в летнее время воздушные массы поступают на Эльбрус из районов Закавказья, Сирии, Ирака, Турции и юга России, а также Северного Ирана. Действительно, если суммировать эмиссии этих стран, то результирующая кривая соответствует ходу концентрации SO_4^{2-} в керне Эльбруса (рис. 3.5.4). Таким образом, можно заключить, что концентрация антропогенных элементов и соединений в ледниках Эльбруса в первую очередь отражает историю развития промышленности и загрязнения атмосферы в странах Восточной Европы, юга России, Закавказья и Ближнего Востока.

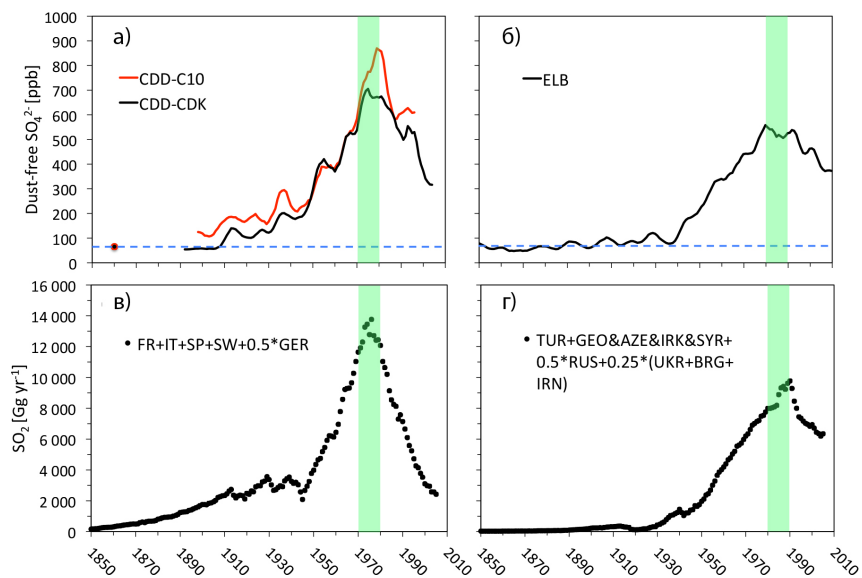


Рис. 3.5.4. Сравнение концентрации сульфата в кернах Монблана и Эльбруса с эмиссией диоксида серы стран, которые потенциально могут служить источником антропогенного загрязнения ледников. Пунктирная линия соответствует доиндустриальному времени. Эмиссии SO_2 Франции, Италии, Испании, Швейцарии и Германии (с коэффициентом 0,5). Турция, Грузия, Азербайджан, Россия (0,5), Украина (0,25), Болгария (0,25) и Иран (0,25)

Глава 6

Температурный режим ледников

*В.Н. Михаленко, Г.А. Черняков, С.А. Тюфлин,
О.В. Нагорнов, П.А. Торопов*

Фактические данные о температуре льда

О температурном режиме ледников Эльбруса известно немного. Основные измерения проводились на ледниках Гарабаши и Малый Азау при масс-балансовых наблюдениях. Они охватывали самую верхнюю часть снежной толщи, которая в летнее время промачивается тальми водами и прогревается до 0 °С. Измерения температуры в скважине, пробуренной в нижней части области питания ледника Гарабаши (*Загороднов и др., 1992*), показали, что вся толща льда находится при 0 °С. По-видимому, все области абляции ледников Эльбруса являются изотермическими. Немногочисленные измерения в пределах холодной фирновой зоны проводились в скважинах, глубина которых не выходила за пределы деятельного слоя (*Михаленко, 2008*).

Впервые полный температурный профиль ледника от поверхности до ложа в верхней части области аккумуляции Эльбруса был измерен на Западном плато (рис. 3.6.1) в скважине, пробуренной в 2009 г. Значения температуры варьируют от –17 °С на глубине 10 м до –2,4 °С на ложе ледника на глубине 181,8 м.

Температурный профиль можно разделить на три части в зависимости от величины температурного градиента: от поверхности до глубины 10 м, от 10 до 100 м и от 100 м до ложа. Верхняя часть

профиля отражает изменения, происходящие на поверхности. Температура здесь меняется от –17 до –12 °С и отражает сезонные изменения термического режима.

Изменения температуры почти прямолинейны от глубины 100 м до ложа ледника и свидетельствуют о стабильном режиме теплообмена. Тепловой поток 0,34 Вт/м² на дне ледника был рассчитан из измеренного градиента температуры и коэффициента теплопроводности льда (2,25 Вт/м²). Это значение в 4–5 раз выше, чем средняя плотность теплового потока для поверхности Земли,

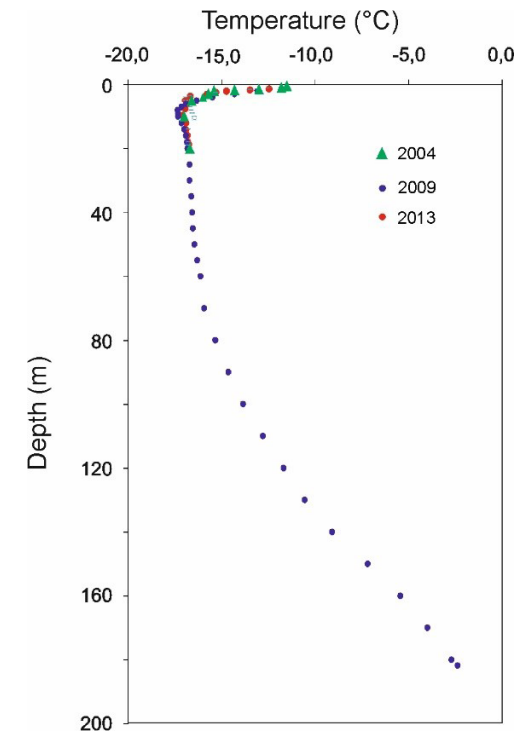


Рис. 3.6.1. Измеренные температурные профили на Западном плато Эльбруса: зеленые треугольники показывают результаты измерений в 22-метровой скважине в 2004 г.; синие точки — измерения в 181,8-метровой скважине в 2009 г.; красные точки — в 20-метровой скважине, пробуренной в 2013 г.

и выше, чем среднее значение для Центрального Кавказа, что может быть связано с тепловым магматическим очагом вулкана Эльбрус (Лиходеев, Михаленко, 2012). На рис. 3.6.1 также показан профиль температуры, измеренный в 19-метровой скважине в 2013 г., и температурные данные, полученные в 2004 г. после 22-метровой глубины бурения ледяного керна на Западном плато (Михаленко и др., 2005). Хорошее совпадение между записями свидетельствует о стабильном температурном режиме на Западном плато Эльбруса в течение последнего десятилетия.

Использование высотного градиента температуры (Торопов и др., 2016) позволило рассчитать среднегодовую температуру воздуха в точке бурения, которая составила примерно $-19\text{ }^{\circ}\text{C}$. Это значение близко к среднегодовой температуре воздуха $-19,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, рассчитанной с использованием общей связи температуры воздуха с температурой льда в подошве деятельного слоя (Zagorodnov et al., 2006), и лишь незначительно отличается от измеренной величины на глубине 10 м.

Измеренный температурный профиль показывает, что донное таяние может происходить из-за давления льда в самой глубокой части ледника. Потенциальное донное таяние было оценено с использованием математической модели термического режима (Salamatin et al., 2001). Результаты моделирования демонстрируют, что таяние базального слоя происходит при толщине льда более 220 м, но что его значение не превышает 10 мм в. э. в год.

Реконструкция температуры деятельного слоя ледника на Западном плато Эльбруса за 1930–2008 гг.

Динамика температуры на глубине основания деятельного слоя ледника (около 10–15 м) хорошо отражает длительные изменения приземной среднегодовой температуры воздуха, поскольку деятельный слой поглощает более высокочастотные — сезонные и суточные — колебания температуры на поверхности (Zagorodnov et al., 2006).

Существующие для высокогорья Кавказа реконструкции температуры воздуха, прежде всего, основаны на дендрохронологических данных (Долгова, Соломина, 2010) и результатах лимнологических исследований (Соломина и др., 2013). В первом случае можно восстановить только летние температуры; во втором, в силу невысокой скорости осадконакопления в озерах, временное разрешение получаемых данных остается крайне низким. Мы представляем независимую историю температуры поверхности высокогорного ледника в массиве Эльбруса, полученную с использованием геотермического метода, основанного на интерпретации результатов измерений температуры в скважинах.

Колебания температуры земной поверхности проникают в глубь Земли в виде тепловых волн с затухающей амплитудой (Carslaw, Jaeger, 1959; Назорнов и др., 2008). При этом короткопериодные изменения температуры на поверхности затухают на сравнительно небольшой глубине, тогда как ее долгопериодные вариации проникают в глубь ледника и изменяют температурный профиль. Таким образом, наблюдаемое в ледниковой скважине распределение температурных возмущений отражает вариации температуры на поверхности в прошлом. Очевидно, что более глубокие скважины дают возможность выполнять наиболее длительные реконструкции прошедших температурных изменений. Используемая в данном исследовании скважина глубиной 181,8 м позволяет провести реконструкцию в пределах столетнего промежутка времени.

Восстановление колебаний температуры поверхности ледника в прошлом по результатам измерений в скважине сводится к задаче определения краевого условия для уравнения теплопроводности с учетом вертикальной адвекции годовых слоев в леднике. Данная задача относится к классу некорректных обратных задач математической физики. В настоящей работе для решения обратной задачи используется метод регуляризации Тихонова, позволяющий находить решение, устойчивое по отношению к малым возмущениям входных данных (Тихонов, Арсенин, 1986).

Материалы и методы

Метод реконструкции температуры поверхности ледника

Процесс распространения тепла в пределах ледниковой скважины может быть описан с помощью одномерного уравнения теплопроводности с учетом адвекции годовых слоев в леднике (MacAyeal et al., 1991). Направим координатную ось z вдоль скважины от поверхности ледника к его основанию; начало координат совместим с поверхностью ледника. Здесь и далее под температурой поверхности подразумевается температура на глубине основания деятельного слоя (10 м). Таким образом, глубине 10 м соответствует координата $z = 0$.

Геотермический поток и профиль скорости адвекции будем считать стационарными. Тогда распределение температуры $T(z, t)$ в толще ледника на отрезке времени $[0, t_f]$ может быть получено в результате решения следующей задачи:

$$\begin{aligned} \rho(z)c(z)\frac{\partial T}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z}\left(k(z)\frac{\partial T}{\partial z}\right) - \rho(z)c(z)w(z)\frac{\partial T}{\partial z}, 0 < z < H, 0 < t \leq t_f; \\ T(0, t) &= U_0 + \mu(t), 0 \leq t \leq t_f; \\ \frac{\partial T}{\partial z}(H, t) &= -\frac{q}{k(H)}, 0 \leq t \leq t_f; \\ T(z, 0) &= U(z), 0 \leq z \leq H. \end{aligned} \quad (3.1)$$

Здесь H — глубина скважины, $\rho(z)$ — плотность фирново-ледяной толщи, $c(z)$ — удельная теплоемкость, $k(z)$ — коэффициент теплопроводности, $w(z)$ — скорость вертикальной адвекции, U_0 — начальная температура на поверхности ледника, $\mu(t)$ — отклонение температуры на поверхности от начального значения ($\mu(0) = 0$), q — геотермический поток, $U(z)$ — начальный профиль температуры.

В качестве начального профиля температуры $U(z)$ возьмем стационарный профиль, т. е. решение следующей краевой задачи:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dz}\left(k(z)\frac{dU}{dz}\right) - \rho(z)c(z)w(z)\frac{dU}{dz} &= 0, 0 < z < H; \\ U(0) &= U_0, \frac{dU}{dz}(H) = -\frac{q}{k(H)}. \end{aligned} \quad (3.2)$$

Если известен стационарный профиль температуры $U(z)$, то решение прямой задачи (3.1) сводится к поиску остаточного температурного профиля $V(z, t) = T(z, t) - U(z)$ на основе следующей начально-краевой задачи:

$$\begin{aligned} \rho(z)c(z)\frac{\partial V}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z}\left(k(z)\frac{\partial V}{\partial z}\right) - \rho(z)c(z)w(z)\frac{\partial V}{\partial z}, 0 < z < H, 0 < t \leq t_f; \\ V(0, t) &= \mu(t), 0 \leq t \leq t_f; \\ \frac{\partial V}{\partial z}(H, t) &= 0, 0 \leq t \leq t_f; \\ V(z, 0) &= 0, 0 \leq z \leq H. \end{aligned} \quad (3.3)$$

Обратная задача реконструкции температурных изменений $\mu(t)$ также может быть сформулирована в терминах остаточного температурного профиля $\theta(z) = \chi(z) - U(z)$, где $\chi(z)$ — профиль температуры в скважине, измеренный в момент t_f . Математическая постановка обратной задачи включает в себя уравнения (3.3), дополненные условием переопределения:

$$V(z, t_f) = \theta(z), 0 \leq z \leq H. \quad (3.4)$$

Для решения обратной задачи (3.3) — (3.4) воспользуемся методом регуляризации Тихонова (Нагорнов и др., 2001; Коновалов и др., 2001). Метод заключается в нахождении функции $\mu(t)$, минимизирующей сглаживающий функционал, который состоит из двух слагаемых — невязки и стабилизатора (Тихонов, Арсенин, 1986):

$$\Psi[\mu(t)] = \frac{1}{2} \int_0^H (\tilde{R}\{\mu(t)\} - \theta(z))^2 dz + \alpha \Omega[\mu(t)], \quad (3.5)$$

где \tilde{R} — оператор, соответствующий задаче (3.3), т.е. $V(z, t_f) = \tilde{R}\{\mu(t)\}$; α — параметр регуляризации, согласованный с точностью входных данных. Функционал Ω называется стабилизирующим, или стабилизатором:

$$\Omega[\mu(t)] = \int_0^{t_f} \sum_{j=0}^r q_j \left(\frac{d^j \mu}{dt^j} \right)^2 dt,$$

где r — порядок стабилизатора; $q_j \geq 0$, $q_r > 0$ — коэффициенты стабилизатора.

Минимизация сглаживающего функционала (3.5) может быть реализована с помощью градиентного метода и представляет собой итерационную процедуру (Нагорнов и др., 2001; Коновалов и др., 2001). Итерационная процедура выполняется до тех пор, пока не будет достигнут минимум функционала (3.5) с заданной точностью. Функция $\mu(t)$, соответствующая минимуму этого функционала, считается оптимальным решением обратной задачи.

Представим температуру поверхности ледника на n -м шаге итерационной процедуры в следующем виде:

$$\mu^n(t) = \frac{a_0^n}{2} + \sum_{l=1}^L a_l^n \cos\left(\frac{2\pi}{T_l} t\right) + b_l^n \sin\left(\frac{2\pi}{T_l} t\right). \quad (3.6)$$

На первом шаге произвольно задаются начальные значения коэффициентов $(a_0^1, a_1^1, \dots, a_L^1, b_1^1, \dots, b_L^1)$. Периоды гармоник T_l также могут быть произвольными, однако для повышения точности реконструкции их следует выбирать так, чтобы они отражали периодичность, характерную для температурных изменений в исследуемом регионе. Эта периодичность может быть выявлена с помощью частотного анализа дополнительных косвенных источников информации об изменениях климата (см. ниже). При использовании градиентного метода коэффициенты на $n+1$ шаге вычисляются по формулам (Нагорнов и др., 2008):

$$\begin{aligned} a_0^{n+1} &= a_0^n - \gamma^n \left(\int_0^H W_{a_0}(z) (\tilde{R}\{\mu^n(t)\} - \theta(z)) dz + \alpha \frac{\partial \Omega^n}{\partial a_0^n} \right), \\ a_l^{n+1} &= a_l^n - \gamma^n \left(\int_0^H W_{a_l}(z) (\tilde{R}\{\mu^n(t)\} - \theta(z)) dz + \alpha \frac{\partial \Omega^n}{\partial a_l^n} \right), \\ b_l^{n+1} &= b_l^n - \gamma^n \left(\int_0^H W_{b_l}(z) (\tilde{R}\{\mu^n(t)\} - \theta(z)) dz + \alpha \frac{\partial \Omega^n}{\partial b_l^n} \right). \end{aligned} \quad (3.7)$$

Здесь $\gamma^n > 0$ — градиентный шаг; $W_{a_0}(z)$, $W_{a_l}(z)$, $W_{b_l}(z)$ — решения задачи (3.3) в момент времени t_f с граничными условиями на поверхности $\mu(t) = \frac{1}{2}$, $\mu(t) = \cos\left(\frac{2\pi}{T_l} t\right)$, $\mu(t) = \sin\left(\frac{2\pi}{T_l} t\right)$ соответственно; $\Omega^n = \Omega[\mu^n(t)]$; $l = 1, 2, \dots, L$.

Реконструкция температуры поверхности ледника

На основании возраста отдельных горизонтов и их толщины была рассчитана вертикальная скорость погружения слоев в леднике. Значения скорости, вычисленные непосредственно по толщинам годовых слоев, претерпевают скачкообразные изменения и без сглаживания непригодны для выполнения температурной реконструкции. На основе имеющейся датировки керна была построена аппроксимация зависимости возраста от глубины (рис. 3.6.2, а). Погрешность аппроксимации составила не более 1,5%. По аппроксимационной зависимости была найдена скорость вертикальной адвекции годовых слоев в леднике (рис. 3.6.2, б).

На основе вышеизложенной методики нами была выполнена реконструкция температуры на глубине основания деятельного слоя ледника на Западном плато Эльбруса по измеренному в скважине температурному профилю (рис. 3.6.3) с учетом новых данных об адвекции. Данные о физических параметрах среды (плотность, теплоемкость, коэффициент теплопроводности) были определены ранее (Михаленко и др., 2011).

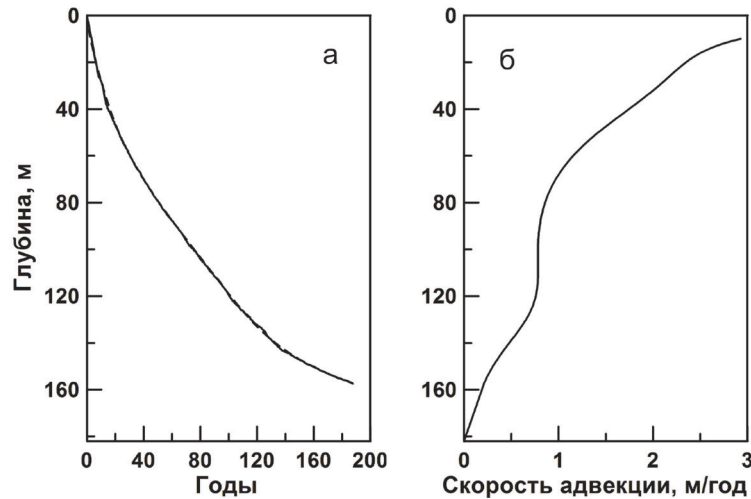


Рис. 3.6.2. Вертикальная адвекция: а — возраст фирново-ледяной толщи; б — скорость адвекции

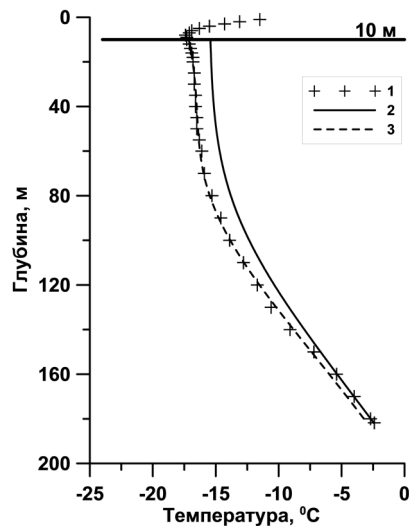


Рис. 3.6.3. Профили температуры в скважине: 1 — измеренный, 2 — стационарный, 3 — вычисленный на основе восстановленной температуры

В большинстве ледников профили температуры у основания соответствуют стационарным граничным условиям на поверхности и у ложа — задача (3.2), что позволяет вычислить значения начальной температуры на поверхности U_0 и геотермического потока q . Для этого задача (3.2) решается численно с неопределенными параметрами U_0 и q , после чего эти параметры определяются на основе метода наименьших квадратов из условия близости стационарного и измеренного профилей температуры в нижней части скважины. Так, было найдено начальное значение температуры на глубине основания деятельного слоя ледника $U_0 = -15,3^\circ\text{C}$, а величина геотермического потока на нижней границе ледника оказалась равной $|q| = 0,3 \text{ Вт/м}^2$.

Решая задачу (3.2) с уже известными значениями U_0 и q , находим стационарный температурный профиль (рис. 3.6.3). Далее решаем обратную задачу (3.3) — (3.4). При отсутствии дополнительных априорных данных о климатических изменениях вблизи ледника в прошлом можно восстановить температуру поверхности методом регуляризации по Тихонову (Тихонов, Арсенин, 1986), используя представление температуры (3.6) в виде суммы гармоник Фурье с неопределенными коэффициентами. Результат такой реконструкции представлен на рис. 3.6.5, а (2). В этой реконструкции высокочастотные колебания сильно сглаживаются и можно увидеть лишь средний тренд температуры в прошлом.

Если же имеется априорная информация о прошлых климатических изменениях в районе ледника, то возможно выполнить более точную реконструкцию. В этом случае решаем обратную задачу (3.3) — (3.4), используя в формуле (3.6) специально подобранные периоды гармоник T_r , которые возьмем из дополнительного косвенного источника информации об изменениях климата в данном регионе — из хронологии древесных колец (Dolgova, 2016) (рис. 3.6.4, а). В обоих случаях неопределенные коэффициенты $(a_0^n, a_1^n, \dots, a_L^n, b_1^n, \dots, b_L^n)$ вычисляются в ходе итерационной процедуры по формулам (3.7) при уже заданных периодах гармоник.

Подобный подход, использующий дополнительные данные по косвенным индикаторам изменений климата с высоким разрешением по времени, может повысить точность проводимой

реконструкции и обеспечить уменьшение невязки между вычисленным и измеренным профилем температуры в скважине.

Для выявления характерных временных периодов, присутствующих в дендрохронологических данных, был применен вейвлет-анализ (Daubechies, 1992; Нагорнов и др., 2010). В данной работе в качестве анализирующего вейвлета был использован вейвлет Морле. Результаты вейвлет-преобразования для хронологии древесных колец можно увидеть на рис. 3.6.4, б, в — это спектр коэффициентов вейвлет-преобразования и глобальный спектр энергии. Также на рисунке обозначен треугольник достоверности, вне которого значения коэффициентов вейвлет-преобразования вычисляются с погрешностями, т.к. около границ невозможно использовать всю длину анализирующего вейвлета. Из вейвлет-преобразования видно, что для

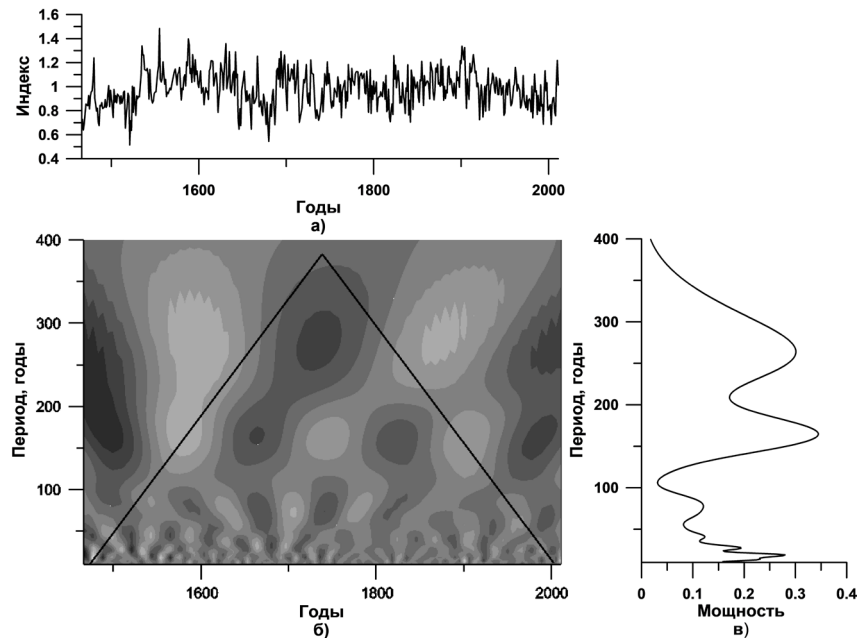


Рис. 3.6.4. Анализ древесно-кольцевых данных. Хронология годичного прироста древесины сосны на Центральном Кавказе (а); спектр коэффициентов вейвлет-преобразования (б); глобальный спектр энергии (в)

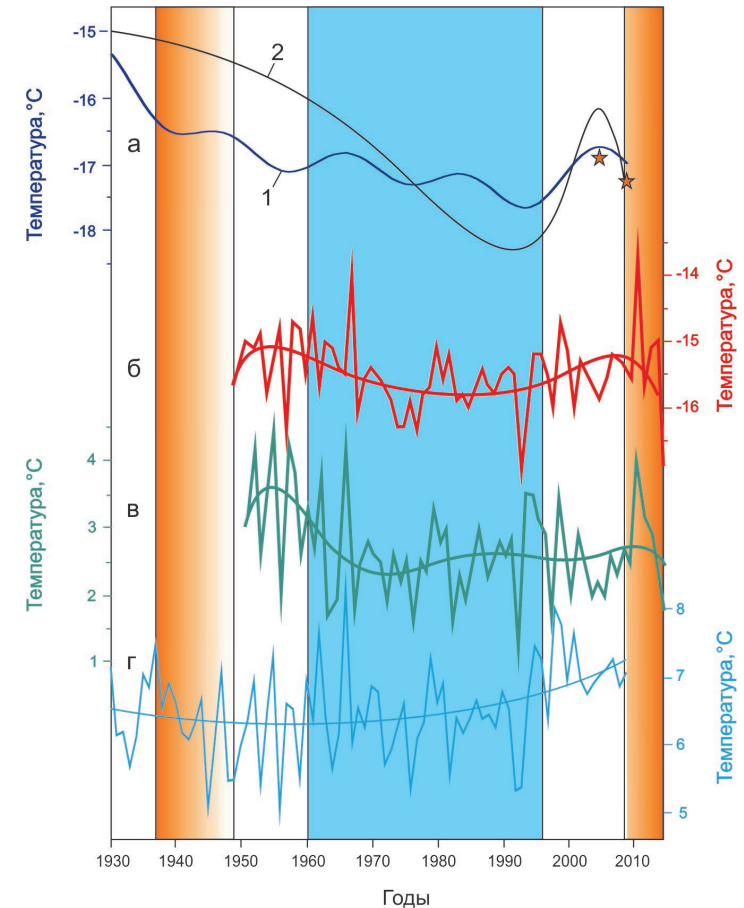


Рис. 3.6.5. Динамика температуры по различным данным: реконструкция температуры основания деятельного слоя ледника на Западном плато Эльбруса за период 1930–2008 гг. (а), где 1 — с учетом дендрохронологических данных, 2 — только на основе скважинной термометрии и анализа керна; средняя годовая температура воздуха над Западным плато Эльбруса на высоте 500 мб поверхности по данным реанализа NCEP/NCAR (б); на метеостанции Терсколе (в); на метеостанции Теберда (г). Звездочками показаны измеренные температуры в подошве деятельного слоя ледовой толщи на Западном плато Эльбруса

хронологии древесных колец характерны периоды ~264, ~165, ~78, ~41, ~27 и ~19 лет. Отметим, что схожие периоды наблюдаются на ближайших метеостанциях. Так, вейвлет-анализ среднегодовой температуры метеостанции Теберда показывает наличие там периодов ~38 лет и ~21 год. В данных среднегодовой температуры метеостанции в Пятигорске наблюдается период ~18 лет, также возможен период ~44 года. К сожалению, из-за относительно недавнего начала систематических измерений температуры на метеостанциях, выявить периоды более 50 лет не представляется возможным.

Реконструкция, полученная путем решения обратной задачи (3.3) – (3.4) с использованием указанных периодов, представлена на рис. 3.6.5, а (1). В этом случае невязка оказалась на порядок меньшей по сравнению с реконструкцией методом Тихонова без привлечения дендрохронологических данных, что свидетельствует о правомерности использования такого подхода. Вычисленный на основе этой реконструкции профиль температуры в скважине изображен на рис. 3.6.3.

Реконструкция температуры основания деятельного слоя ледника на Западном плато Эльбруса была выполнена для высоты 5100 м, т. е. высоты средней тропосферы, чему соответствует температура воздуха на уровне 500 мб поверхности. Из-за большой удаленности (более 100 км) ближайшей точки аэрологического зондирования атмосферы в Минеральных Водах результаты реконструкции были сопоставлены с данными реанализа NCEP/NCAR. Этот реанализ весьма корректно описывает температурный режим свободной атмосферы над Центральным Кавказом (Торопов и др., 2016).

Восстановленная температура основания деятельного слоя ледника на Западном плато в целом соответствует общему тренду климатических изменений в высокогорье Кавказа (рис. 3.3.5). На рис. 3.6.5, б представлены средние годовые значения реанализа температуры воздуха, приведенные с уровня 500 мб поверхности к уровню Западного плато по градиенту стандартной атмосферы ($-0,65\text{ }^{\circ}\text{C} / 100\text{ м}$) (Торопов и др., 2016). Как видно из рис. 3.6.5, а и б, абсолютные значения и диапазон изменчивости среднегодовой температуры воздуха и основания деятельного слоя ледника

достаточно близки, что свидетельствует об адекватном воспроизведении моделью термического режима региона.

Расчетные результаты реконструкции температуры в подошве деятельного слоя ледника представляют собой сильно сглаженные величины, поэтому для сравнения было использовано сглаживание с помощью полинома третьей степени средней годовой температуры по данным реанализа.

Нормированный коэффициент корреляции между этими рядами данных составил 0,76 и, согласно критерию Стьюдента, является статистически значимой величиной на 5-процентном уровне значимости. Значение коэффициента нормированной корреляции между результатами реконструкции и полиномиально сглаженной среднегодовой температурой воздуха на метеостанции Терскол, расположенной в непосредственной близости от Эльбруса (рис. 3.6.5, в), оказалось равным 0,53 и также является значимым на уровне 0,05. Сравнение реконструкции с данными метеостанции Теберда (рис. 3.6.5, г), обладающей самым длинным рядом наблюдений (1926–2010 гг.) среди высокогорных метеостанций на Северном Кавказе, не показало значимой корреляции.

Проведенный анализ показал, что соответствие между метеорологическими данными и результатами реконструкции проявляется только на масштабах климатической изменчивости (т. е. в случае сглаживания рядов среднегодовой температуры воздуха). Причиной этого служит нелинейность связи между приземной температурой воздуха и температурой подошвы деятельного слоя ледника. Последняя зависит от результирующего потока тепла в глубь снежно-фирновой толщи и подчиняется законам Фурье (сглаживание межгодовой изменчивости, запаздывание максимумов и т. д.). Таким образом, высокочастотная межгодовая изменчивость температуры приземного воздуха не проявилась в результатах реконструкции, в то время как общие климатические тенденции (потепление 1940-х гг., сменившееся похолоданием 1960–1990-х гг., затем потепление на рубеже веков) в общих чертах прослеживаются достаточно хорошо.

Современное потепление на уровне Западного плато Эльбруса по данным реанализа проявляется относительно слабо — в виде статистически незначимой положительной аномалии в 2000–2010 гг.

(рис. 3.6.5, б), сменившейся довольно глубоким похолоданием к 2014 г. Это несоответствие хорошо сочетается с общими представлениями о современном потеплении климата, которые сводятся к антропогенному форсингу — прежде всего, к влиянию парниковых газов. Парниковый эффект проявляется в основном в нижней тропосфере. В более высоких слоях атмосферы температурные тренды менее значимы, что подтверждается данными аэрологического зондирования (*Sherwood et al.*, 2008). С другой стороны, существуют исследования, в которых показано, что в горных районах по мере роста высоты над уровнем моря эффект современного потепления усиливается (*Pepin et al.*, 2015). Однако, как показали оценки, выполненные в (*Toropov et al.*, 2019) на основе натурных данных и результатов моделирования, в высокогорных районах Кавказа потепление проявилось не так интенсивно, как на прилегающих равнинах. В этом смысле результаты реконструкции температуры подошвы деятельного слоя ледника на Западном плато соответствуют среднему многолетнему тренду годовой температуры воздуха, который пока статистически значимо не выражен, а имеет место лишь интенсивное потепление в летний сезон (*Toropov et al.*, 2019).

Природу понижения температуры подошвы деятельного слоя ледника в 2000-х гг. объяснить достаточно сложно. В качестве гипотезы можно предложить реакцию температуры основания деятельного слоя на уменьшение радиационного баланса снежной поверхности, которое на Западном плато Эльбруса может быть связано с увеличением теплового излучения поверхности в условиях отрицательного тренда балла облачности (*Toropov et al.*, 2019). На масштабах годовых значений этот эффект может способствовать постепенному охлаждению снежно-фирновой толщи, при этом не приводя к понижению среднегодовой приземной температуры воздуха. Фактические данные измерения температуры в подошве деятельного слоя (10 м) ледника на Западном плато Эльбруса в 2004 (–17,0 °С) и в 2009 гг. (–17,3 °С) согласуются с результатами моделирования (рис. 3.6.5, а).

Глава 7 Фумарольное поле на Восточной вершине Эльбруса

*В. Н. Михаленко, А. А. Абрамов, Л. В. Гагарина, Г. Я. Дорошина,
С. С. Кутузов, И. И. Лаврентьев, А. Д. Потемкин*

Современные геологические и геофизические исследования (*Богатиков и др.*, 1998; *Лавров и др.*, 2005; *Собисевич и др.*, 2004; *Уломов и др.*, 2007) указывают, что крупнейшие вулканы Кавказа — Эльбрус и Казбек — не утратили своей активности, а находятся в пассивной фазе. Образование кальдеры Эльбруса произошло около 800 тыс. лет т. н., а затем периоды активной вулканической деятельности чередовались с затишьями продолжительностью до 50 тыс. лет. В это время происходили отдельные извержения, в результате чего магматический очаг продолжал оставаться в горячем состоянии (*Богатиков и др.*, 2003; *Гурбанов и др.*, 2005; *Лавров и др.*, 2005; *Короновский и др.*, 2015). В голоцене интенсивность вулканической деятельности Эльбруса усилилась, что привело к формированию Восточной вершины. Последнее сильное извержение Эльбруса происходило в I–II вв., а менее интенсивное около 900 лет т. н. (*Богатиков и др.*, 1998).

О современной вулканической активности Эльбруса косвенно свидетельствует наличие фумарольных полей на склонах Восточной вершины и теплых минеральных источников вокруг вулкана. Магматические камеры Эльбруса расположены на глубине 0–7 км ниже уровня моря (*Собисевич и др.*, 2004;

Нечаев и др., 2008) и на поверхности представлены в виде устойчивых тепловых аномалий (*Гурбанов и др.*, 2011). На основе косвенных геолого-геофизических данных были выполнены оценки накопленного тепла в магматической камере и предпринимались попытки определения температуры расплава в камере (*Масуренков*, 1971; *Лаврушин и др.*, 2001; *Масуренков и др.*, 2009). Расчеты, основанные на анализе распределения температуры в леднике на Западном плато Эльбруса, показали, что кровля магматической камеры разогрета до температуры более 800 °С (*Лиходеев*, *Михаленко*, 2012).

Неглубокое залегание магматической камеры Эльбруса на поверхности проявляется в виде тепловых аномалий (*Масуренков*, 1961; *Собисевич и др.*, 2004). К ним можно отнести фумарольные поля, где происходит дегазация газонасыщенного расплава, и термальные площадки, расположенные вблизи кромок кратеров вулканов и характеризующиеся повышенной температурой поверхности горных пород. Местоположение этих образований хорошо известно (*Гурбанов и др.*, 2011).

В 1907 и 1908 гг. при первом геологическом исследовании Эльбруса В. В. Дубянский (*Дубянский*, 1910) был отмечен сильный запах сернистого газа на западных склонах Восточной вершины выше седловины. В августе 1961 г. Ю. П. Масуренковым в этом же месте на границе снежного покрова с грунтом были отобраны образцы газа, содержание сульфатов в которых составило 150 мг/л. Температура воздуха в этих полостях была +15...+18 °С, тогда как на поверхности снега она достигала лишь –3... –4 °С. Упругость водяного пара в отобранных образцах в 2–3 раза превышала плотность насыщенного пара при этой же температуре, что указывает на резкое охлаждение газа вблизи его выхода на поверхность (*Масуренков*, *Пантелеев*, 1962).

В 2006 г. на западной внешней кромке кратера Восточной вершины Эльбруса в точке с координатами 43,349700° N; 42,454000° E на высоте 5597 м на свободной от снега и льда поверхности размером 10 × 20 м (рис. 3.7.1) был обнаружен фрагментарный растительный покров. Поверхность грунта имела положительную температуру.



Рис. 3.7.1. Фумарольное поле на внешней кромке кратера Восточной вершины Эльбруса. Видны фрагменты растительного покрова.
Фото В. Н. Михаленко, 2006 г.

В период 2006–2014 гг. положение этой свободной от снега и льда поверхности не менялось. Периодически на ней формируется временный снежный покров толщиной до 0,5 м (в 2007 г.), однако в перерывах между снегопадами происходит таяние нижней поверхности снежной толщи с образованием пустот, перекрытых сверху уплотненным настом. В 2014 г. на данной площадке, являющейся частью более обширного фумарольного поля, были отобраны образцы грунта с растительным покровом, а также установлены датчики для непрерывного измерения температуры воздуха и грунта в течение года.

Температура грунта

Температура поверхности фумарольного поля, несмотря на большую абсолютную высоту, в течение года остается положительной. Это обеспечивает постоянное таяние снежного покрова и препятствует образованию ледника. Помимо этого, высокая температура в сочетании с повышенной влажностью способствуют быстрому выветриванию горных пород, и создаются благоприятные условия для колонизации поверхности живыми организмами, в том числе мхами и печеночниками.

Для измерения температуры грунта было установлено два логгера iButton Data Loggers — один вблизи поверхности на глубине 5 см, присыпанный лишь тонким слоем мелкозема, второй — на глубине 40 см от поверхности. Измерения проводились в период 01.07.2013 — 24.06.2014 с интервалом 2 ч. Погрешность измерений датчиков составляет $\pm 0,5$ °C (Abramov et al., 2017).

Результаты измерений температуры грунта на фумарольной площадке показаны на рис. 3.7.2. За исследованный период времени температура на поверхности всегда положительна и меняется в диапазоне от +17,0 до +26,5 °C. При этом связь с температурой воздуха является весьма слабой ($r = 0,31-0,36$; $p < 0,05$), что указывает на независимость температурного режима атмосферы и данной термальной площадки. На глубине 40 см от поверхности диапазон изменчивости температуры еще меньше и составляет от +25,6 до +27,6 °C.

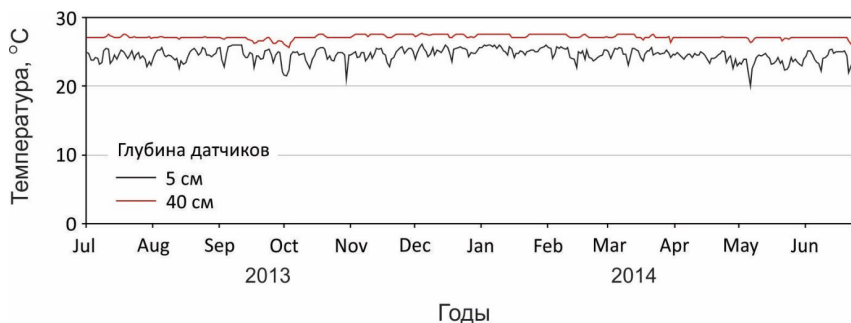


Рис. 3.7.2. Температура грунта на поверхности фумарольного поля

Никакой связи температуры грунта на данной глубине с температурой поверхности и температурой воздуха обнаружено не было.

Измерения температуры воздуха

Для измерения температуры воздуха и подстилающей поверхности был установлен логгер HOBO U 12 производства компании ONSET, с термисторами TMC-HD (погрешность измерений составляет 0,25 °C в положительном спектре температур, $\pm 0,5$ °C при -20 °C и $\pm 0,75$ °C при -40 °C).

Датчик температуры воздуха был установлен на скальном выступе на кромке кратера в 200 м от исследуемой термальной площадки на высоте 2 м от поверхности (43,348990° N; 42,456600° E; абсолютная высота 5580 м). Также были установлены датчики на поверхности пород, в скальной трещине и непосредственно под логгером. Измерения проводились в период 24.06.2013 — 15.07.2015 с интервалом 2 ч. (Abramov et al., 2017).

Датчик температуры воздуха был оборудован радиационной защитой. Большую часть суток он находился на затененном участке скального выступа, однако в дневные часы его показания могут быть завышены из-за радиационного нагрева скал.

Результаты измерений температуры воздуха показаны на рис. 3.7.3. Между значениями температуры воздуха, измеренной на высоте 2 м от поверхности, и температурой снега на поверхности наблюдается тесная связь ($r^2 = 0,90$; $p < 0,05$; $y = 0,9761x - 0,78$). За два года наблюдений средняя суточная температура воздуха в районе кратера Восточной вершины вулкана Эльбрус всегда была отрицательной. Максимум средней суточной температуры воздуха ($-3,0$ °C) был отмечен 15 августа 2013 г.; минимум ($-39,5$ °C) наблюдался 12 декабря 2013 г. Срочные значения температуры воздуха лишь однажды достигли положительных значений ($+3,0...+7,0$ °C) во второй половине дня 14–15 августа 2013 г., что связано с отдачей тепла от поверхности нагретых скал при безветренной погоде. Температура подстилающей поверхности при этом всегда оставалась отрицательной. Минимальная срочная температура воздуха составила $-41,2$ °C (12 декабря 2013 г. в 06:00).

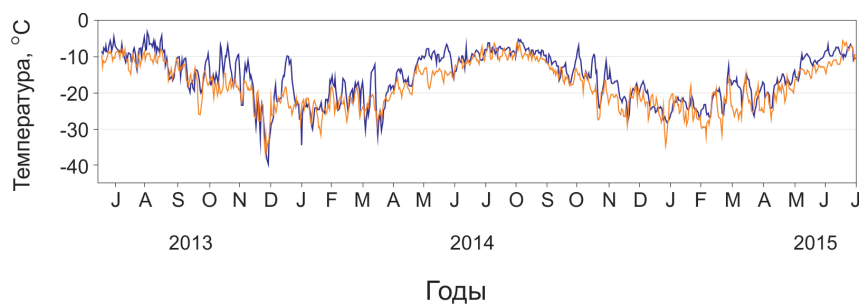


Рис. 3.7.3. Средняя суточная температура воздуха в кратере восточной вершины Эльбруса в 2013–2015 гг. по данным наблюдений (синяя линия) и реанализа (оранжевая линия)

Растительный покров

В августе 2014 г. на свободной от снега поверхности fumarольного поля были собраны образцы биологических объектов (рис. 3.7.4). Камеральная обработка проведена в лаборатории лишенологии и бриологии Ботанического института им. В.Л. Комарова РАН. Предполагалось, что в подобных условиях могут быть обнаружены лишайники и мохообразные, известные с максимальных высот в мире 7400 м и 6480 м в Гималаях (*Baniya et al.*, 2010; *Potemkin et al.*, 2018). Несмотря на то, что на данной термальной площадке выявлены подходящие для лишайников условия влажности, освещенности, а также присутствует возможный для заселения субстрат, лишайников обнаружено не было (изучение проведено Л.В. Гагариной). Можно предположить, что лишайники появятся на данной термальной площадке через 10 и более лет в связи с тем, что они представляют собой медленнорастущие организмы и, вероятно, подходящий субстрат существует недостаточно продолжительное для заселения время.

В результате проведенных исследований выявлено 4 вида мохообразных из двух отделов — Marchantiophyta (печеночники) и Bryophyta (мхи). Изучение образцов производилось традиционными методами световой микроскопии с применением стереоми-

кроскопов ЛОМО МСП-2 и микроскопов МИКМЕД-6 (*Potemkin et al.*, 2018).

Изучение мхов выполнено Г.Я. Дорошиной, печеночников — А.Д. Потемкиным. В результате исследования установлено, что в растительном покрове fumarольного поля доминирует печеночник *Marsupella boeckii*, в примеси к которому встречаются два вида мхов и еще один вид печеночников. Их аннотированный список приведен ниже.

Печеночники — отдел Marchantiophyta

Marsupella boeckii (Austin) Lindb. ex Kaal. (рис 3.7.5: 15–20). Вид выявлен в двух образцах, в одном из которых формирует обширное сплошное покрытие с примесью нижеуказанных мхов. Растения без спорофитов и гаметангиев. Этот вид характеризуется наибольшим обилием среди выявленных на обследованной площадке мохообразных. Морфология *M. boeckii* достаточно типична. Особенностью изученных растений является развитие пурпурной пигментации ризоидов.

Marsupella cf. *funckii* (F. Weber et D. Mohr) Dumort. (рис 3.7.5: 11–14). Вид выявлен в одном образце вместе с *M. boeckii*, *Pohlia nutans* and *Atrichum* cf. *angustatum*. Изученные растения без спорофитов и гаметангиев, находятся в угнетенном состоянии.

Мхи — отдел Bryophyta

Atrichum cf. *angustatum* (Brid.) Bruch et Schimp. (Рис 3.7.4: 3–4; 3.7.5: 1–5). Вид выявлен в пяти образцах, отдельные растения в количестве 30–40 штук расположены группой среди *Marsupella boeckii*, слабо выступая по высоте над уровнем слоя, образованного печеночником. Растения коричневого цвета, величиной до 1 см длиной, находятся в угнетенном состоянии. Размеры и цвет растения сильно отличаются от растений данного вида, собранных в оптимальных условиях. Растения намного меньше своих обычных размеров, листья в нижней части растения мертвые, спорофиты

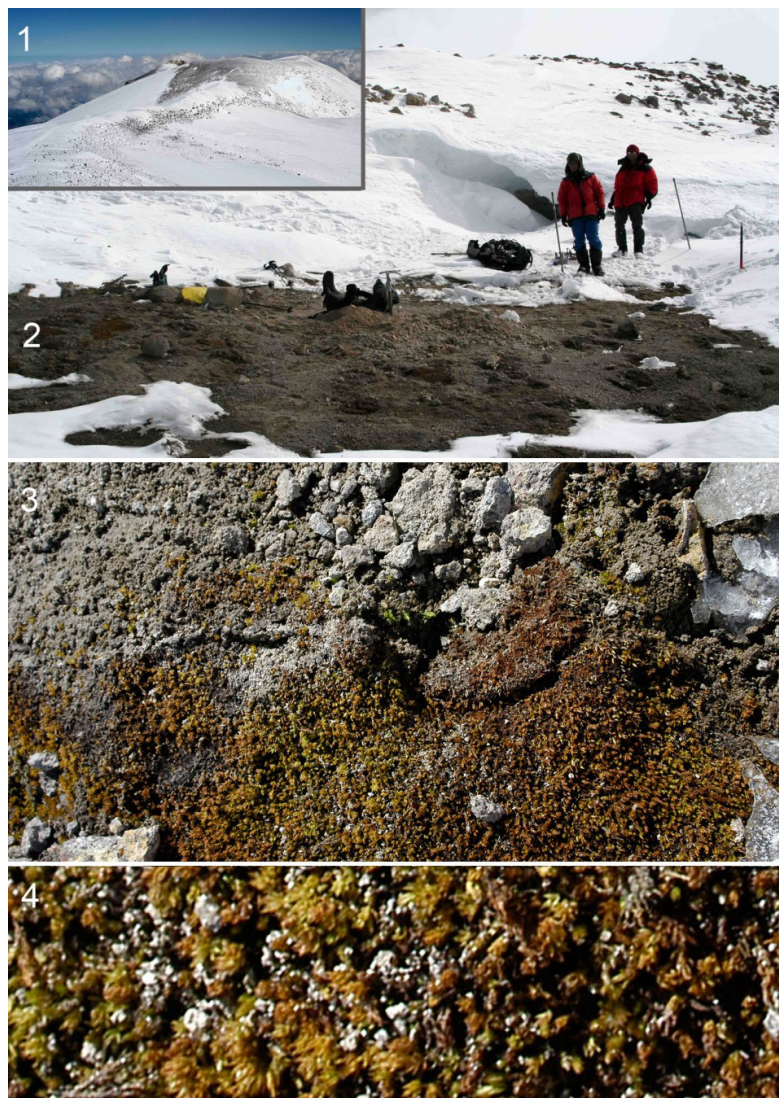


Рис. 3.7.4. 1 – Восточный кратер Эльбруса; 2, 3 – место сбора мохообразных на внешней стороне восточного кратера Эльбруса на высоте 5590 м; 4 – *Aulacomnium* cf. *angustatum*. Фото В. Н. Михаленко

и гаметангии отсутствуют. По этой причине идентификация данных растений вызвала определенные затруднения.

Pohlia nutans (Hedw.) Lindb. (рис 3.7.5: 6–10). Вид выявлен в четырех образцах. Отдельные стебельки общей численностью порядка 20 штук расположены вкраплениями рассеянно среди *Marsupella boeckii* и локально рядом с *Atrichum* cf. *angustatum*. Растения зеленого цвета, величиной до 1 см в длину. Габитуально и морфологически данные образцы сходны с растениями, произрастающими в оптимальных для вида условиях. Растения без спорофитов и гаметангиев. Отсутствие спорофитов и гаметангиев является следствием крайне экстремальных условий произрастания.

Обычно выявленные виды мохообразных встречаются на значительно меньших высотах. Так, *Marsupella boeckii* известна в Западных Альпах на высотах 1900–2400 м (Müller, 1951–1958), в России отмечена от северной тайги до арктических тундр, горной тайге и горных тундрах (Потемкин, Софронова, 2009). *Atrichum angustatum* в целом на Кавказе встречается не часто. Этот вид отмечен на высоте 500–800 м в Кавказском заповеднике (Западный Кавказ) как редкий (Акатова, 2002). В Абхазии собран на высоте до 100 м (Дорошина, 2015). В Кабардино-Балкарии выявлен со спорофитами на высоте 580 м (Шхагапсоев и др., 2006). Ранее непосредственно на северных склонах горы Эльбруса в 2012 г. нами *Atrichum angustatum* обнаружен не был (Дорошина, 2013). *Pohlia nutans* относится к широко распространенным в России видам и встречается практически во всех регионах. На Кавказе вид собран на разных высотах — от равнин до высокогорий. Нередко вид произрастает вместе с другими видами мхов в смешанных дерновинках.

Появление этих видов мохообразных на вершине Эльбруса не совсем ясно. Наиболее обильный вид *Marsupella boeckii* был впервые нами указан для Кавказа, а остальные виды — достаточно редки на Кавказе (Potemkin et al., 2018). Показательно, что все выявленные виды имеют мелкие анемохорные споры, от 7–18 до 16–22 мкм в диаметре, что предполагает возможность их заброса на вершину Эльбруса сильными ветрами. Нельзя исключать вероятность заноса спор на обуви альпинистами (Potemkin et al., 2018).

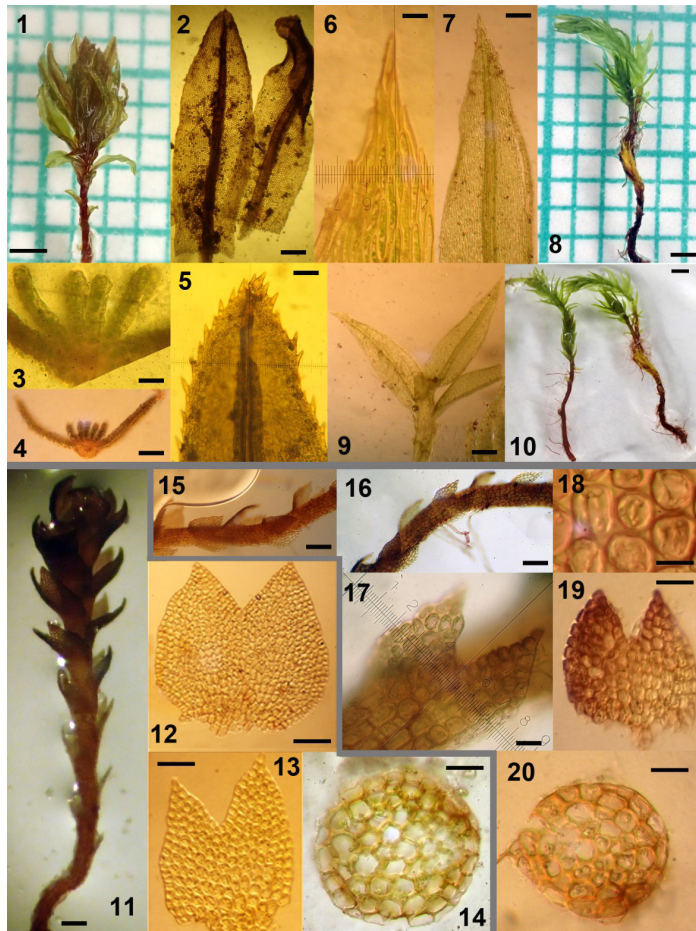


Рис. 3.7.5. *Aulacomnium* cf. *angustatum* (1–5), *Pohlia nutans* (6–10), *Marsupella* cf. *funckii* (11–14), *M. boeckii* (15–20) с вершины Эльбруса. 1, 8–11, 15, 16 — побеги и участки побегов; 2, 12, 13, 17, 19 — листья; 3, 4 — поперечные срезы листа; 5, 6, 7 — верхние части листьев; 14, 20 — поперечные срезы стебля; 18 — клетки листа. Масштабные линейки: 1, 8, 10–1 мм, 2–85 мкм, 3–18 мкм, 4, 5, 7–75 мкм, 9–200 мкм, 11, 12–100 мкм, 13–60 мкм, 14, 20–250 мкм, 15, 16–120 мкм. Все фотографии выполнены А.Д. Потемкиным с образца, собранного В. Н. Михаленко: 4 VIII 2014, *Mikhalenko*, LE

Заслуживает внимания тот факт, что выявленные на Эльбрусе на более низких высотах виды мхов на фумарольном поле обнаружены не были. Так, на высоте 4050 м в окрестностях гостиницы «Приют одиннадцати» в сентябре 2019 г. были собраны: *Bartramia ithyphylla* Brid., *Bryum argenteum* Hedw., *Bryum* sp., *Ceratodon purpureus* (Hedw.) Brid., *Grimmia* sp., *Polytrichum piliferum* Hedw., *Tortula hoppeana* (Schultz.) Ochyra (сборы Д. С. Шильникова). Из перечисленных видов спорофиты отмечены только у *Bryum* sp. и *Tortula hoppeana*. Последний вид в сентябре имел несколько зрелых коробочек, что говорит о возможности размножения и распространения спорами уже на этих высотах. *Ceratodon purpureus* массово встречается на северном склоне Эльбруса на высоте около 3500 м выше долины Каменных грибов, урочище Джилы-Су, Кабардино-Балкария.

Выявление описанных выше видов мохообразных на фумарольном поле и отсутствие находок распространенных на более низких высотах видов мохообразных и лишайников ставит вопросы относительно перспективы развития растительного покрова фумарольного поля и тенденций его трансформации. Решение этих вопросов требует проведения мониторинговых наблюдений и сборов растительного материала с фумарольного поля в дальнейшем.

Наличие тепловых, газовых и гидротермальных образований как на поверхности Эльбруса, так и под ледниками и на прилегающей территории свидетельствует о продолжающейся вулканической активности (*Масуренков, Собисевич, 2012*). Вследствие высокого кондуктивного потока тепла мы наблюдаем постоянную положительную температуру как на поверхности, так и на глубине 40 см на одной из таких термальных площадок вблизи кромки кратера Восточной вершины. Такая температурная аномалия связана, скорее всего, с наличием фумарольного канала. Помимо повышенной температуры поверхности здесь неоднократно были отмечены выходы газов и повышенное содержание сульфатов (*Дубянский, 1910; Масуренков, Пантелеев, 1962*).

Подобные тепловые образования являются типичными для активных и спящих вулканов, где геотермический поток в несколько раз превышает фоновые значения для всего земного шара.

На Эльбрусе его значение $0,34 \text{ Вт/м}^2$ в 4–5 раз выше, чем в среднем по Земле ($0,087 \text{ Вт/м}^2$ (Pollack et al., 1993)). Величина геотермического потока в ледниковых районах может различаться в несколько раз. Так, в районах древней континентальной земной коры в Гренландии (Greve, 2005) и Восточной Антарктиде (Martos et al., 2017) она составляет $0,02\text{--}0,06 \text{ Вт/м}^2$, а в Западной Антарктиде в активной рифтовой зоне достигает значений $0,114 \text{ Вт/м}^2$ (Schroeder et al., 2014). В современных районах активного вулканизма геотермический поток превышает эти значения на порядок. В кратере Горшко-ва на вулкане Ушковский на Камчатке он составил $1,0\text{--}1,8 \text{ Вт/м}^2$ (Salamatin et al., 2000).

Полученные нами данные (рис. 3.7.2) показывают, что этот поток тепла достаточно стабилен и в течение года наблюдений не было отмечено никакого сезонного хода, связанного с температурой воздуха на поверхности.

Опасность активизации стихийных природных явлений на вулканах связана не только с эндогенными процессами, но и с климатической изменчивостью. Ледники покрывают всю поверхность Эльбруса, и их площадь, по последним данным, составляет $\sim 112,2 \pm 0,58 \text{ км}^2$ (см.: часть 2, глава 1). Эффективными процессами переноса энергии от поверхности к нижележащим горизонтам служат просачивание талой воды и ее повторное замерзание в толще снега и фирна. Такое усвоение тепловой энергии делает самые верхние зоны ледников очень уязвимыми для повышения температуры воздуха. Изменение температурного режима ледников и условий на ледниковом ложе может приводить к нарушению устойчивости масс льда на крутых склонах. Результаты наблюдений и моделирования показывают, что альпийские холодные ледники могут стать умеренными и потенциально нестабильными к концу XXI в. из-за увеличения содержания воды в толще ледников и уменьшения базального трения (Gilbert et al., 2015; Faillettaz et al., 2015). Риск, вызванный этой опасностью, в некоторых случаях является очень высоким для нижерасположенных населенных регионов (Котляков и др., 2014).

Заключение

В заключительном разделе мы попытались обобщить результаты исследований, проводившихся на Эльбрусе с начала 1980-х гг., и сравнить их с основными выводами, полученными в конце 1950-х — начале 1960-х гг. Главным результатом нашей работы стала количественно обоснованная иллюстрация отклика этого природного объекта на современное потепление.

Исследования особенностей метеорологического и гляциоклиматического режима на Эльбрусе выполнялись в 1957–1963 гг. под руководством А. П. Волошиной. В результате этих работ был получен внушительный срез количественной информации о пространственно-временной изменчивости основных метеорологических величин на высотах 3500–5300 м. Актинометрические и градиентные измерения позволили оценить основные компоненты теплового баланса и их вклад в абляцию, а также градиенты этих величин вдоль южного склона Эльбруса. В результате появились первые физически обоснованные выводы об особенностях метеорологического режима Эльбруса и понимание структуры теплового баланса его ледников в период абляции. Очень важным итогом работ тех лет были измерения осадков и оценки объемов метелевого переноса. Исследования, проведенные нами на Эльбрусе 50–55 лет спустя, с одной стороны, являются продолжением предыдущих работ, с другой — принципиально новыми. Новизне результатов мы обязаны прежде всего автоматическому метеорологическому оборудованию, которое позволяет получать ряды данных с очень подробным временным разрешением. Кроме того, к 2020 г. мы располагаем значительной выборкой данных по окрестным метеорологическим станциям Росгидромета, которая позволила нам выполнить анализ климатических особенностей региона, тогда как после завершения МГГ эти метеостанции только начали работать. Важной особенностью наших исследований стала открывшаяся на рубеже XX–XXI вв. возможность привлечения данных реанализов, полученных

с помощью атмосферных моделей и позволивших восстанавливать поля основных метеорологических величин за последние 40 лет.

В итоге результаты предыдущих исследований нам удалось дополнить важными выводами. Во-первых, показано, что данные глобального реанализа температуры, влажности и скорости ветра достаточно точно описывают реальный диапазон изменчивости метеорологических величин в высотных зонах Эльбруса. В сочетании с данными метеостанций это позволило восстановить климатический режим массива в диапазоне высот 3500–5600 м. Исключение составляют оценки осадков, которые пока носят предварительный характер. Также показано, что роль местной циркуляции в районе Эльбруса может играть климатообразующую роль — особенно в аспекте формирования поля аккумуляции. В частности, получены количественные оценки порывистости ветра во время фенів и соответствующие значения значений метелевого переноса, максимальные значения которых в типичных штормовых условиях могут достигать 500 г/м²/сек.

Получены более надежные, чем в предшествующий период, оценки компонентов радиационного баланса и их изменчивости в зависимости от высоты над уровнем моря. С помощью алгоритма CLIRAD(FC05)-SW выполнены расчеты приходящей коротковолновой радиации к снежно-ледовой поверхности Эльбруса в зависимости от экспозиции склона и закрытости горизонта. Также уточнен вклад компонент теплового баланса в таяние. Показано, что в области абляции ледников вклад явного теплообмена существенно выше, чем предполагалось ранее, и составляет 20–30%. Это может быть связано как с более точными измерениями в наши дни, так и с изменениями климата. Статистически значимый рост средней летней температуры в последние 40 лет мог стать причиной увеличения явного теплообмена воздуха с поверхностью ледников. Впервые выполнены детальные оценки компонент теплового баланса в зоне аккумуляции Эльбруса. Показано, что главным фактором потери снежной массы в этих условиях является радиационный баланс (97%). Турбулентный теплообмен чаще всего отводит тепло от поверхности. Затраты тепла на испарение жидкой фазы с поверхности снега составляют 3%, что является заметным вкладом в потерю снежной массы. Основываясь на полученных совер-

шенно новых данных, был проведен анализ физических механизмов катастрофической дегляциации Эльбруса. Удалось показать, что в последние 40 лет в основном это происходит за счет статистически значимого увеличения радиационного баланса в летний сезон. Причиной такого роста может быть увеличение повторяемости антициклонов в регионе, связанное с расширением нисходящей ветки ячейки Хэдли.

Ледниковая система Эльбруса реагирует на современные климатические изменения, которые в высокогорных районах наиболее отчетливо проявились в увеличении приходящей коротковолновой радиации. Признаки сокращения ледяного покрова можно заметить даже невооруженным глазом. Многие из альпинистов, регулярно посещающих эту вершину, отмечают значительное фронтальное сокращение ледников и ежегодный рост моренных и скальных гряд над поверхностью снега и льда. Столь значительные изменения в масштабе нескольких десятилетий указывают на ускорение деградации ледников, однако не дают никакой количественной оценки сокращения массы льда.

В 2013–2014 гг. нами была разработана и применена методика радиолокационных измерений с использованием вертолета и впервые выполнены измерения толщины всех ледников Эльбруса. Общая протяженность маршрутов полетов над ледниками составила более 300 км. По результатам съемки были составлены карты толщины льда и подледного рельефа. В результате обработки обширных полевых данных радиолокационных измерений толщины льда впервые удалось установить объем ледников Эльбруса, который в 2017 г. составил 5,03 км³, или 4,27 км³ в слое воды. В частности, было выяснено, что масса льда очень неравномерно распределена по высоте — более 60% от всего объема (3,16 км³) сосредоточено на высотах ниже 4000 м, а лишь 14% лежит выше 4500 м, главным образом на плато, расположенном на месте обширной депрессии в древнем кратере Западной вершины Эльбруса. Значительные объемы льда сосредоточены в двух крупнейших ледниках — Джикиуганкез и Большой Азау. Эти два ледника содержат 45% всего объема льда.

На карте коренного ложа Эльбруса обнаружены депрессии, в которых при полном стаивании льда может образоваться не менее

19 новых озер общей площадью 1,9 км² при средней глубине около 7 м. Самые глубокие озера возникнут в современной области абляции ледника Большой Азау на высотах 3100–3400 м, а самое крупное по площади прогляциальное озеро (1 км²) может возникнуть на месте языка ледника Джикиуганкез — его максимальная глубина будет достигать 40 м при среднем значении 7 м.

Сравнение современных данных о распределении площадей и объемов ледников Эльбруса с результатами, полученными в разные годы Е. А. Золотаревым и его коллегами, дало нам возможность определить изменение этих параметров за последние десятилетия. С 1997 по 2017 г. общая площадь ледников уменьшилась на 11 % с 125,76 до 112,20 км². Ее сокращение происходило не только за счет отступления концов ледников, но и при увеличении площади существующих нунатаков и появлении новых скальных выходов. За последние 20 лет (1997–2017) высота поверхности в среднем понизилась на 12,2 м. Но наиболее значительные потери отмечены ниже 2900 м, где толщина льда уменьшилась на 38,5 м. И такое снижение происходит вплоть до высоты 4500 м (уровень скал Пастухова).

При относительно малом изменении площади ледников (–11 %) их объем в эти годы уменьшился на 1,5 км³, что составляет 23 % от общей величины. Понижение поверхности достигает 80 м на языках отдельных ледников при среднем значении 12 м. Наиболее интенсивно теряют массу небольшие низкорасположенные ледники. Например, ледник Ирикчат потерял за 20 лет 47 % объема и может исчезнуть уже в ближайшие десятилетия. А уменьшение объема самых больших ледников — Джикиуганкез и Большой Азау — составило 57,8 % от общего сокращения во всей ледниковой системе Эльбруса.

Современный этап эволюции оледенения Эльбруса характеризуется наибольшими темпами потери массы за последние 130 лет. Средний годовой баланс массы в 1887–1957 гг. составлял –0,29 м в.э. / год, в 1957–1997 гг. — –0,17 м в.э. / год, а с 1997 по 2017 г. его величина достигла –0,55 м в.э. / год, что в три раза больше, чем за предыдущий период. Такое ускоренное сокращение отражает выявленное повышение летней температуры (0,5–0,7 °С за 30 лет), особенно после 1995 г., при почти неизменном количе-

стве осадков, а также увеличении приходящей коротковолновой солнечной радиации с 1980-х гг.

На рубеже столетий произошли существенные изменения в балансовом состоянии ледника Гарабаши на южном склоне Эльбруса. Первый период наблюдений, 1982–1997 гг., был достаточно благоприятным для ледника при небольшом, но положительном балансе массы. Во втором периоде, 1998–2017 гг., повышение летних температур в Приэльбрусье на 1 °С привело к резко отрицательному балансу массы Гарабаши и потере слоя льда в 15 раз больше, чем накопилось за 1982–1997 гг. В последние 20 лет его значения были в два раза ниже нормы за весь период наблюдений, и процесс деградации особенно ускорился в последние восемь лет.

В настоящее время запасы многолетнего фирна, накопленные во второй половине XX в., тают с небывалой прежде скоростью, и на высотах 3700–4100 м они почти исчерпаны. Граница питания поднялась на 200 м, что привело к быстрой деградации фирновой толщи и появлению на поверхности ледника вытаивающих лавовых гряд. Главная причина быстрого сокращения ледника Гарабаши — потеря массы в области его питания, основная часть которой находится на более низких высотах по сравнению с соседними ледниками, поэтому более подвержена интенсивному таянию.

Важные результаты, касающиеся как внутреннего строения ледников в верхней зоне оледенения Эльбруса, так и реконструкции климатических и природных условий в этом регионе Кавказа, были получены при исследовании глубокого керна льда, полученного на Западном плато. Это место принадлежит к числу немногих на Кавказе, где поверхностное таяние минимально и не влияет на сохранность информации, заключенной в слоях ледников.

Результаты показывают, что льдообразование завершается на глубине 55,7 м, где пузырьки воздуха становятся замкнутыми, а плотность достигает величин, характерных для ледникового льда. Нами было проанализировано три фрагмента керна, отобранные с глубины 20,31–21,87 м, для исследования на компьютерном томографе. Это позволило определить внутреннюю структуру фирна, установить размеры кристаллов в различных слоях, найти неоднородности и получить трехмерную картину распределения плотности.

Как было показано в главе 1 части 3, в керне льда было определено содержание стабильных изотопов кислорода и водорода (^{18}O и ^2H), трития (^3H), основных ионов химических соединений, янтарной кислоты, концентрация пыли и сажи и распределение частиц по размерам. Химический анализ был выполнен для 3724 образцов, и в более чем 6000 образцах был определен изотопный состав кислорода и водорода. Высокая аккумуляция снега на плато и большая детальность пробоотбора позволили разделить всю фирново-ледяную толщу на годовые и сезонные слои. Это удалось сделать до глубины 168,5 м, где расположен горизонт, сформировавшийся в 1774 г. Ниже ошибка выделения отдельных слоев возросла из-за быстрого уменьшения их толщины вследствие течения льда и недостаточного количества образцов на один слой. Для контроля полученной возрастной шкалы мы использовали несколько хорошо датированных событий, следы которых присутствуют в керне, — пик повышенной радиоактивности 1963 г., соответствующий массовым атомным взрывам, проведенным перед объявлением моратория на ядерные испытания в атмосфере, и два пика повышенной кислотности, сформировавшиеся при попадании продуктов извержения вулканов Катмай (1912 г.) и Косигуина (1835 г.) в атмосферу и осадении вместе с атмосферными осадками на поверхность ледников.

Из самой нижней придонной части керна было отобрано четыре образца для исследования содержания во льду рассеянного органического углерода и датирования его при помощи радиоактивного изотопа ^{14}C . Максимальный возраст придонных слоев льда может достигать 2 тыс. лет ($\sim 1669 \pm 385$ лет). Он находится в соответствии со средней скоростью аккумуляции на Западном плато и оценками, выполненными по модели течения льда. Однако это меньше, чем известные датировки нижних частей ледниковых кернов в Альпах, где возраст толщи отдельных ледников составляет от 4000 до 7000 лет.

Относительно небольшой возраст льда на Эльбрусе может быть связан, помимо высокой интенсивности массообмена, с тепловым влиянием магматического очага вулкана. Согласно расчетам теплового потока, он в 4–5 раз превышает среднее значение для поверх-

ности Земли. Это может приводить к таянию базальных слоев льда и удалению самых древних горизонтов. Если такое утверждение справедливо, то это может служить объяснением более молодого возраста придонных горизонтов льда у ледников, расположенных на вулканических массивах.

Эти данные были получены нами при анализе температурного профиля, измеренного в скважине 2009 г. Значения температуры варьируют от -17 °C на глубине 10 м до $-2,4$ °C на ложе ледника на глубине 181,8 м. Тепловой поток $0,34$ Вт/м² на дне ледника был рассчитан из измеренного градиента температуры и коэффициента теплопроводности льда. Потенциальное донное таяние было оценено с использованием математической модели термического режима, и результаты моделирования показывают, что таяние в придонном слое может происходить при толщине льда более 220 м, но что его значение не превышает 10 мм в э. в год.

Нами была выполнена реконструкция изменений температуры основания деятельного слоя (10 м) ледника на Западном плато за период 1930–2008 гг. На этой глубине сезонные колебания температуры поглощаются в деятельном слое, поэтому динамика температуры в целом соответствует среднегодовым изменениям температуры воздуха на данной высоте. Реконструкция температуры проводилась путем численного решения одномерной обратной задачи теплопроводности методом регуляризации Тихонова по данным о вертикальном распределении температуры, плотности и скорости погружения фирново-ледяной массы. С целью повышения точности реконструкции при решении обратной задачи нами были использованы частоты гармоник, полученные из другого косвенного климатического индикатора — древесно-кольцевой хронологии по Центральному Кавказу. Сравнение результатов реконструкции с данными высокогорных метеорологических станций и реанализа NCEP/NCAR показало, что восстановленная температура основания деятельного слоя ледника на Западном плато в целом соответствует общему тренду климатических изменений в высокогорье Кавказа. Она отчетливо отражает основные климатические тенденции XX в.: потепление 1940-х гг., более холодный период 1960–1990-х гг. и рост температуры в начале 2000-х гг.

При исследовании ледниковых кернов, полученных в Антарктиде и Гренландии, использование связи между изотопным составом атмосферных осадков и температурой воздуха позволило сделать важные выводы о прошлом климате Земли. Для горных районов ситуация гораздо более сложная из-за того, что влага на ледники может поступать из нескольких источников, а в летнее время заметную роль в формировании осадков играет местная конвекция. Проведенный анализ показал, что основным фактором, контролирующим изотопный состав осадков в высокогорной области Большого Кавказа, является тип крупномасштабной атмосферной циркуляции в Северном полушарии, который определяет источник влаги, поступающей в данный район. Связь изотопного состава с местной температурой воздуха слаба и неустойчива во времени. Она проявляется только в случаях, когда источник влаги остается постоянным в течение продолжительного времени. Летом велико влияние местной конвекции, что не достаточно точно учитывается в современных глобальных моделях атмосферной циркуляции. В результате исследований последних лет было показано, что в снежной толще Восточной вершины отсутствуют наиболее легкие значения $\delta^{18}\text{O}$, характерные для Западного плато. Общий диапазон изменчивости $\delta^{18}\text{O}$ для вершины меньше, чем для плато, что может быть связано с возможной потерей части изотопного сигнала на верхних подверженных наибольшей ветровой эрозии участках.

В Эльбрусском керне было измерено содержание несгоревшего углерода (BC), основными источниками которого служат открытое сжигание биомассы (лесные и степные пожары), биотоплива, используемого при отоплении, выхлопы дизельных двигателей, сжигание угля. Он считается вторым по величине антропогенным фактором глобального потепления после углекислого газа. Прямые измерения концентрации BC в атмосфере, выполненные на наземных станциях в Европе, показывают значительную пространственно-временную изменчивость в зависимости от сезона, географического положения и плотности населения. В кернах льда мы можем проследить его динамику за более продолжительное время. Наши результаты показывают, что при общем сходстве данных, получен-

ных в Европе и странах Ближнего Востока, в керне Эльбруса отмечен рост концентрации несгоревшего углерода в 1960–1970-х гг., что связано с запуском новых промышленных предприятий в Восточной Европе и на Украине и ростом количества автомобилей. Анализ результатов измерений содержания BC в Европе показал его снижение после 1980-х гг., чего в наших данных не наблюдается. Более того, зарегистрирован небольшой рост концентрации гBC в керне Эльбруса после 2000-х гг., который может быть связан как и изменениями антропогенной эмиссии, так и с летними лесными и степными пожарами в восточной части Европы в 2000-х гг. На сегодняшний момент запись несгоревшего углерода в кернах Эльбруса является наиболее полной и подробной для территории Европы.

Пыль в атмосфере по массе и влиянию на физические процессы является самым важным аэрозолем. В этой работе мы показали, как содержание кальция (Ca^{2+}) и микрочастиц в кернах с Западного плато связано с изменениями климатических условий в источниках формирования пылевых воздушных масс. Концентрация пыли в керне менялась незначительно с 1774 до 1900 г., а затем наблюдается ее устойчивый рост, особенно с 1950-х гг. К 2000–2012 гг. концентрация пыли увеличилась в четыре раза по сравнению с XIX в. При этом возросла не только фоновая концентрация, но и частота спорадических событий переноса пыли. Выявленные тренды связаны с более засушливыми условиями в регионах Северной Африки и Ближнего Востока за счет уменьшения количества осадков и роста температуры воздуха. Была также обнаружена квазидекадная изменчивость условий увлажнения и концентрации пыли, связанная с циркуляционными процессами.

Многочисленными исследованиями было показано, что химические соединения сохраняются в неизменном виде в холодных ледниках и служат надежными источниками информации для реконструкции химического состава атмосферы. Высокая аккумуляция снега и низкие температуры на Эльбрусе обеспечивают сохранность сезонной изменчивости химических элементов за несколько столетий. Полученные нами данные о распределении сульфатов в толще показывают, что некоторые слои льда на Эльбрусе содержат следы крупных извержений вулканов. Слои 1911–1913 гг., по-видимому,

соответствуют извержению вулкана Катмай (Аляска) 1912 г., а горизонты 1836 и 1837 гг. можно отнести к извержению Косигуина (Никарагуа) 1835 г. Дополнительно существуют слои, где пики кислотности и концентрации сульфата выражены не столь явно, однако есть вероятность, что они также были сформированы под влиянием вулканической активности. Важные результаты были получены при сравнении долгопериодных трендов концентрации SO_4^{2-} в керне Эльбруса с другими записями из ледников Альп и Алтая. Наши данные показывают, что антропогенное загрязнение в Европе началось гораздо раньше, чем на Кавказе и на Алтае, — оно заметно уже с 1910–1930-х гг., а максимальная концентрация сульфатов в кернах с Монблана отмечается в 1970–1980-х гг. На Кавказе пик максимального загрязнения атмосферы химическими примесями отмечен на 10 лет позже, и снижение концентрации сульфатов, отчетливо наблюдаемое в Западной Европе и на Алтае, в кернах Эльбруса выражено в гораздо меньшей степени.

В целом анализ результатов свидетельствует, что изменение концентрации антропогенных элементов и соединений в ледниках Эльбруса в первую очередь отражает историю развития промышленности и загрязнения атмосферы в странах Восточной Европы, юга России, Закавказья и Ближнего Востока.

Эльбрус — не только отдельно стоящий горный массив, покрытый ледниками, но и действующий вулкан, находящийся в настоящее время в состоянии покоя. Нами был выполнен ряд исследований в самой верхней его части — в кратере Восточной вершины и на его внешней кромке, где расположено фумарольное поле, лишённое снега и льда. На протяжении двух лет там проводились непрерывные измерения температуры воздуха и приповерхностного слоя. Максимум средней суточной температуры воздуха ($-3,0\text{ }^\circ\text{C}$) был отмечен 15 августа 2013 г.; минимум ($-39,5\text{ }^\circ\text{C}$) наблюдался 12 декабря 2013 г. Температура поверхности фумарольного поля, несмотря на большую абсолютную высоту, в течение всего года остается положительной. Это показали данные измерения температуры на поверхности грунта и на глубине 40 см. Постоянный поток тепла из недр вулкана обеспечивает таяние снежного покрова и препятствует образованию на этом месте ледника. Помимо этого,

высокая температура в сочетании с повышенной влажностью способствует быстрому выветриванию горных пород и создает благоприятные условия для колонизации поверхности мохообразными (печеночниками и мхами), наиболее приспособленными к освоению таких экстремальных местообитаний.

Выявление двух видов печеночников и двух видов мхов на фумарольном поле и вместе с тем отсутствие находок распространенных на более низких высотах видов мохообразных и лишайников ставит вопросы относительно возникновения и перспективы развития растительного покрова фумарольного поля и тенденций его трансформации. Появление выявленных видов, вероятно, связано с заносом их анемохорных спор ветрами или на обуви альпинистами. Решение вопроса возникновения и развития растительного покрова требует проведения мониторинговых наблюдений и сборов растительного материала с фумарольного поля.

В заключение хотелось бы остановиться на нерешенных проблемах, которые, на наш взгляд, в ближайшие годы будут объектом изучения на Эльбрусе. К их числу относится оценка устойчивости оледенения в условиях современных изменений климата. Ее решение предполагает моделирование баланса массы всех ледников Эльбруса. Получение исходных данных для решения этой задачи требует продолжения начатых исследований с использованием современных наземных и дистанционных методов. Важным аспектом как с практической, так и с научной точки зрения является понимание процессов, влияющих на изменчивость снежного покрова в районе Эльбруса и аккумуляции на ледниках. Накопленный массив информации позволяет перейти к оценкам будущего развития оледенения для различных климатических сценариев с использованием региональных климатических моделей. Выполненная реконструкция количества пыли и несгоревшего углерода (сажи) в керне открывает возможность для оценки роли этого фактора в усилении таяния снега и льда. Ограничено знание о температурном поле вулкана Эльбрус под ледниками, а также о влиянии вулканической активности на состав микроэлементов в атмосфере, снежном покрове и ледниках. Отдельного внимания заслуживает оценка природных рисков в условиях стремительной деградации оледенения.

Summary

We tried to summarize the results of studies conducted on Elbrus from the beginning of the 1980s and compare them with the main conclusions obtained in the late 1950s and early 1960s. The main result of our work is a quantitatively illustration of the response of this natural object to current warming.

Studies of the meteorological and glacioclimatic regime on Elbrus were carried out in 1957–1963 by A. P. Voloshina and colleagues. As a result of these studies, an impressive quantitative information was obtained on the spatiotemporal variability of the main meteorological values at altitudes of 3500–5300 m evaluate. The main components of the heat balance and their contribution to ablation, as well as the gradients of these values along the southern slope of Elbrus were estimated using actinometric and gradient measurements. As a result, the first conclusions were made about the patterns of the meteorological regime of Elbrus and structure of the heat balance of its glaciers during the ablation period. A very important result in those years was the measurement of precipitation and estimation of the volume of snowdrift transport.

The studies we conducted on Elbrus 50–55 years later, on the one hand, were a continuation of previous work, and on the other, fundamentally new. We owe the novelty of the results primarily to automatic meteorological equipment, which enabled a very detailed data time resolution. In addition, by 2020 we have a significant array of data on the nearby meteorological stations of Roshydromet, which allowed us to perform an analysis of the climatic features of the region, whereas after the completion of the IGY, these weather stations just started to work. An important feature of our research was the possibility to use the reanalysis data and the fields of the main meteorological values over the past 40 years.

As a result, we were able to supplement the results of previous studies with important conclusions. It was proved that the data of global reanalysis (temperature, humidity and wind speed) quite accurately

describe the real range of variability of meteorological values in high-altitude areas on Elbrus. In combination with data from weather stations, this enabled the reconstruction of the climatic regime of the massif in the altitude range of 3500–5600 m. The exception is precipitation estimate, which is still preliminary. A significant role of local circulation in the Elbrus region for the accumulation of snow was also showed. In particular, quantitative estimates of gustiness of the foehn wind and the corresponding values of snow drift were obtained, which in typical storm conditions are 500 g/m²/s.

We obtained reliable estimates of the components of the radiation balance and its variability with altitude. Calculations of the incoming short-wave radiation to surface of Elbrus glaciers, depending on the aspect and the shadow were made using the CLIRAD (FC 05) -SW algorithm. The contribution of heat balance components to melting was also clarified. It has been shown that in the ablation zone the contribution of explicit heat transfer is significantly higher than previously assumed and amounts to 20–30%. This may be due to more accurate measurements, as well as to climate change. A statistically significant increase in average summer temperature over the past 40 years could have caused an increase in the apparent heat exchange of air with the glaciers surface. For the first time, detailed estimates of the components of the heat balance in the accumulation zone of Elbrus were obtained. It was shown that the main factor in the loss of snow mass under these conditions is the radiation balance (97%). Turbulent heat transfer most often removes heat from the surface. The heat consumption for evaporation of the liquid phase from the snow surface is 3%, which is a significant contribution to the loss of snow mass. Based on the obtained data, an analysis of the physical mechanisms of the deglaciation of Elbrus was carried out. It was shown that in the last 40 years glacier mass loss was mainly due to a statistically significant increase in the radiation balance in the summer season. The reason for this increase may be related to an intensification in the frequency of anticyclones in the region due to the expansion of the descending branch of the Hadley cell.

The Elbrus glacier system responds to modern climatic changes. Signs of glacier retreat can be seen even with the naked eye. Many of the climbers who regularly visit this mountain note significant frontal

recession of glaciers and annual growth of moraine and rock ridges above the surface of snow and ice. Such significant changes on the scale of several decades indicate an acceleration of the degradation of glaciers, but do not give any quantitative assessment of the reduction in ice mass.

In 2013–2014 we have developed and applied the method of radar measurements using a helicopter, and for the first time we have measured the thickness of all the Elbrus glaciers. The total length of flight routes over glaciers amounted to more than 300 km. Based on the results of the survey, maps of the thickness of ice and bedrock topography were completed. As a result of processing extensive field data of radar ice thickness measurements, the volume of Elbrus glaciers was calculated, which in 2017 was 5.03 km³, or 4.27 km³ of water. It was found that the ice mass on Elbrus is unevenly distributed – more than 60% of the total volume (3.16 km³) is concentrated at altitudes below 4000 m, and only 14% lies above 4500 m, mainly on a glacier plateau which is ancient crater of the western peak of Elbrus filled with ice. Significant volume of ice is concentrated in the two largest glaciers – Dzhikiugankez and Bolshoi Azau. These two glaciers contain 45% of the total Elbrus ice volume.

Significant overdeepenings were found on the Elbrus bedrock. At least 19 new lakes with a total area of 1.9 km² and an average depth of about 7 m can form in case the ice is completely melted. While the deepest lakes will be formed at the ablation zone of Bolshoy Azau glacier (at elevation 3100–3400 m a.s.l.) the largest in area (1 km²) glacial lake will appear at the Djikiugankez snout with maximum depth of 40 m and mean depth of 7.2 m. The simulation also showed that subglacial lakes of different number and size may also exist under studied glaciers.

A comparison of the distribution of the area and volume of Elbrus glaciers with the results obtained in different years by E. A. Zolotarev and his colleagues allowed us to determine the change in these parameters over the past decades. From 1997 to 2017, the total area of glaciers decreased by 11% from 125.76 to 112.20 km². The reduction occurred not only due to the retreat of the glacier tongues, but also with an increase in the area of existing nunataks and the appearance of new rock outcrops. Over the past 20 years (1997–2017), the surface elevation decreased by 12.2 m on average. The most significant losses were noted be-

low 3900 m, where the ice thickness decreased by 38.5 m. The elevation decrease occurs up to an altitude of 4500 m (level of Pastukhova rocks).

With a relatively small change in the area of glaciers (–11%), their volume in these years decreased by 1.5 km³, which is 23% of the total ice volume. The surface lowering reaches 80 m in tongues of individual glaciers with an average value of 12 m. Small low-lying glaciers lose their mass most intensively. For example, the Irikchat glacier has lost 47% of its volume in 20 years and may disappear in the coming decades. The decrease in the volume of the largest glaciers – Dzhikiugankez and Bolshoi Azau – amounted to 57.8% of the total reduction in the entire glacier system of Elbrus.

The current stage of the evolution of the Elbrus glaciation is characterized by the highest rates of mass loss over the past 130 years. The average glacier wide annual mass balance in 1887–1957 was – 0.29 m w.e. per year, – 0.17 m w.e. per year in 1957–1997, and from 1997 to 2017, its value reached –0.55 m w.e. / year, which is three times more than in the previous period. This accelerated reduction reflects the revealed increase in summer temperature (0.5–0.7 °C over 30 years), especially after 1995, with an almost constant precipitation, as well as an increase in the incoming short-wave solar radiation from the 1980s.

Significant changes occurred in the balance sheet condition of the Garabashi glacier on the southern slope of Elbrus. The first observation period, 1982–1997, was quite favorable for the glacier with a small but positive mass balance. In the second period, 1998–2017, an increase in summer temperatures led to a sharply negative mass balance of Garabashi and the loss of the ice 15 times more than it accumulated in 1982–1997. Over the past 20 years, mass balance values were two times lower than normal for the entire observation period, and the degradation process has particularly accelerated over the past eight years.

Firn layers accumulated in the second half of the 20th century are melting at an unprecedented rate, and at the altitudes of 3,700–4,100 m they are almost disappeared. The equilibrium line altitude increased by 200 m, which led to the rapid degradation of the firn and the appearance of ridges on the surface of the glacier.

Important results both about the internal structure of the glaciers in the upper zone of the Elbrus glaciation and the reconstruction of

climatic and environmental conditions in the Caucasus region were obtained by studying the deep ice core obtained on the Western plateau. This site is one of the few in the Caucasus, where surface melting is minimal and does not affect the information contained in the glacier layers.

The results show that firn/ice transition completes at a depth of 55–60 m, where air bubbles become closed, and the density reaches values of glacial ice.

We have developed and tested a novel methodology for nondestructive ice core structure analysis. Three full size firn cores corresponding 20.31–21.87 m were analyzed using a computer tomography to determine the internal structure of the firn, evaluate the sizes of crystals in different layers, to find inhomogeneities and to obtain a three-dimensional density distribution.

Results of the ice core analysis include stable isotopes of oxygen and hydrogen (^{18}O and ^2H), tritium (^3H), the main ions of chemical compounds, succinic acid, the concentration of dust and soot, and the particle size distribution and presented in chapter 1, part 3. Chemical analysis was performed for 3724 samples, and the isotopic composition of oxygen and hydrogen was determined in more than 6000 samples. High snow accumulation on the plateau and sampling resolution enabled identification of individual annual and seasonal layers down to 168.5 m or until 1774 AD. Further down the ice core the error in separating individual layers increased due to a rapid decrease in their thickness due to ice flow and insufficient sample resolution. Depth age relationship was established using several reference horizons: the peak of increased radioactivity in 1963, corresponding to the massive atomic explosions carried out before the moratorium on nuclear tests in the atmosphere was declared, and two peaks of increased acidity which were formed as a consequences of volcanic eruption of Kathmai (1912) and Cosiguina (1835).

Four samples were taken from the lowest bottom part of the core for studying the content of organic carbon dispersed in ice and radiocarbon dating. The maximum age of the bottom layers can reach 2000 years ($\sim 1669 \pm 385$ years). It is in accordance with the average accumulation rate on the West Plateau and ice flow model ice age estimates. However, this age is younger than the known dating of the lower parts of ice cores in the Alps (from 4000 to 7000 years).

The relatively small age of ice on Elbrus can be associated, in addition to the high mass exchange rate, with the thermal influence of magma chamber of the volcano. Calculated heat flux under Elbrus glaciers is 4–5 times higher than the average value for the Earth's surface. This can lead to melting of the basal layers of ice and the removal of the most ancient horizons. If this is true, then this can explain the younger age of the bottom ice horizons in glaciers located on volcanic massifs. Temperature values measured in the 2009 borehole range from -17°C at a depth of 10 m to -2.4°C on a glacier bed at a depth of 181.8 m. Heat flux of 0.34 W / m^2 at the bottom of the glacier was calculated from the measured temperature gradient and thermal conductivity of ice. Potential bottom melting was estimated using a mathematical thermal regime model. The simulation results show that limited basal melting can occur when the ice thickness is more than 220 m, but that its value does not exceed 10 mm w. e. per year.

Using the temperature profile, we reconstructed changes of the active layer temperature (10 m) on the western plateau for the period 1930–2008. At this depth, seasonal temperature fluctuations are absorbed in the active layer therefore, the temperature dynamics as a whole corresponds to the average annual changes in air temperature at a given height. The temperature reconstruction was carried out by numerically solving the one-dimensional inverse problem of heat conduction by the Tikhonov regularization method according to the data on the vertical distribution of temperature, density and advection of the firn-ice mass. In order to increase the accuracy of reconstruction when solving the inverse problem, we used harmonics frequencies obtained from another indirect climatic indicator – the tree-ring chronology in the Central Caucasus. Comparison of the reconstruction results with the data of high-altitude meteorological stations and the NCEP / NCAR reanalysis showed that the reconstructed temperature of the active layer corresponds well to the general trend of climatic changes in the Caucasus. It clearly reflects the main climatic trends of the twentieth century: the warming of the 1940s, the colder period of the 1960s and 1990s and temperature increases in the early 2000s.

Relationship between the isotopic composition of precipitation and air temperature was used to draw important conclusions about the past

climate of the Earth based on analysis of ice cores obtained in Antarctica and Greenland. For mountain areas, the situation is much more complicated due to the fact that moisture on the glaciers can come from several sources, and in the summer, local convection plays a significant role in precipitation distribution. The main factor controlling the isotopic composition of precipitation in the mountains of the Greater Caucasus is the type of large-scale atmospheric circulation in the Northern Hemisphere, which determines the source of moisture entering the area. The relationship of the isotopic composition with the local air temperature is weak and unstable in time. It manifests itself only in cases where the source of moisture remains constant for a long time. In summer, the influence of local convection is significant, which is not accurately described by modern global models of atmospheric circulation. The snow drift may also disturb the seasonal signal in Elbrus glacier layers. E.g. it was shown that the most depleted $\delta^{18}\text{O}$ values which are often found in winter samples from the Western plateau are absent in the snow of the Elbrus eastern summit despite the fact that it's higher by 500 m. The total range of $\delta^{18}\text{O}$ variability for the summit samples is less than for the plateau, which may be due to the possible loss of part of the isotope signal in the upper areas due to the greater wind snow redistribution.

The content of black carbon (BC) was measured in 2009 ice core. The main sources of BC are open burning of biomass (forest and steppe fires), biofuels used in heating, diesel engine exhausts, and coal burning. It is considered as the second largest anthropogenic factor in global warming after carbon dioxide. Direct measurements of the BC concentration in the atmosphere, performed at ground stations in Europe, show significant spatio-temporal variability depending on the season, geographical location and population density. In the ice cores we can trace BC changes over a longer time. With the general similarity of the data obtained in Europe and the Middle East, the Elbrus ice core showed an increase in the concentration of black carbon in the 1960–1970s, which is associated with the launch of new industrial enterprises in Eastern Europe and Ukraine and the growth in number of cars. An analysis of the results of measurements of the BC content in Europe showed a decrease after the 1980s, which is not observed in Elbrus data. Moreover, there was a slight increase in the rBC concentration in

the Elbrus ice core after the 2000s, which can be associated both with changes in anthropogenic emissions and with summer forest and steppe fires in eastern Europe in the 2000s. The obtained record of black carbon is the most complete for the Europe.

Dust in the atmosphere is the most important aerosol by mass and effect on physical processes. In this work, we showed how the content of calcium (Ca^{2+}) and microparticles in ice cores from the Western plateau is associated with changes in climatic conditions in the dust source regions. The concentration of dust in the Elbrus ice core changed slightly from 1774 to 1900, and then a steady increase was observed, especially since the 1950s. By 2000–2012 dust concentration increased by 4 times compared with the 19th century. At the same time, not only the background concentration increased, but also the frequency of sporadic dust deposition events. The identified trends are associated with more arid conditions in the North Africa and the Middle East regions due to a decrease in precipitation and an increase in air temperature. A quasi-decadal variations in dust concentrations associated with the circulation processes were also found.

Numerous studies have shown that chemical composition of cold glaciers remain unchanged and serve as reliable sources of information for reconstructing the chemical composition of the atmosphere. High snow accumulation and low temperatures on Elbrus ensure the preservation of the seasonal variability of chemical elements over several centuries. Our data on the sulfate's distribution indicate that some ice layers on Elbrus contain traces of large volcanic eruptions. The layers of 1911–1913 apparently correspond to the eruption of the Katmay volcano (Alaska) in 1912, and the horizons of 1836 and 1837. can be attributed to the eruption of Cosiguina (Nicaragua) in 1835. In addition, there are layers where peaks of acidity and sulfate concentration are not so pronounced, but it is likely that they were also formed under the influence of volcanic activity. Important results were obtained by comparing long-term trends in the concentration of SO_4^{2-} in the core of Elbrus with other ice core records from the Alps and Altai glaciers. Our data show that anthropogenic pollution began in Europe much earlier than in the Caucasus and Altai – it was already noticeable from the 1910–1930s, and the maximum concentration of sulfates in ice cores

from Mont Blanc was noted in the 1970–1980s. In the Caucasus, the maximum atmospheric pollution was noted 10 years later, and the decrease in sulfate concentration, which is clearly observed in Western Europe and Altai, is much less pronounced in Elbrus ice cores.

In general, an analysis of the results indicates that the change in the concentration of anthropogenic elements and compounds in the glaciers of Elbrus primarily reflects the history of industrial development and air pollution in countries of Eastern Europe, southern Russia, Caucasus and the Middle East.

Elbrus is a dormant volcano. We carried out a number of studies in its uppermost part — the crater of the Eastern Peak and on its outer edge, where a fumarole field is located. For two years, continuous measurements of air temperature and the surface layer were carried out there. The maximum average daily air temperature ($-3.0\text{ }^{\circ}\text{C}$) was noted on August 15, 2013; the minimum ($-39.5\text{ }^{\circ}\text{C}$) was observed on December 12, 2013. The surface temperature of the fumarole field, despite its large altitude, remains positive throughout the year. This was shown by temperature measurements on the surface of the soil and at a depth of 40 cm. A constant heat flux from the volcano ensures melting of snow cover and prevents the formation of a glacier here. In addition, high temperature in combination with high humidity promotes rapid weathering of rocks and creates favorable conditions for the colonization of surfaces by bryophytes (liverworts and mosses), which are most adapted to such extreme habitats. The identification of two types of liverworts and two types of mosses on the fumarole field and, at the same time, the absence of species of bryophytes and lichens which are common at lower elevations raises questions regarding the origin and prospects of the development of the vegetation cover of the fumarole field and its transformation. The appearance of the identified species is probably associated with the drift of their anemochoric spores by winds or climbers. Solving the issue of the emergence and development of vegetation requires monitoring observations and collection of plant material from the fumarole field.

In conclusion, we would like to highlight several knowledge gaps and unresolved problems, which, in our opinion, will be the object of study on Elbrus in the coming years. These include an assessment of

future glacier changes under the modern climate conditions. Its solution involves modeling the mass balance of all the glaciers of Elbrus and requires the continuation of research using modern in-situ and remote sensing methods. An important aspect from both a practical and a scientific point of view is an understanding of the processes that affect snow accumulation variability in the Elbrus region. The reconstruction of the amount of dust and black carbon (soot) in ice core opens up the possibility of assessing the role of this factor in enhancing the melting of snow and ice in Caucasus. Knowledge of the temperature field of the Elbrus volcano covered by glaciers, as well as the effect of volcanic activity on the composition of trace elements in the atmosphere, snow cover and glaciers is still very limited. Special attention should be paid to the assessment of natural hazards and risks related to rapid degradation of glaciation.

МГИ — Материалы гляциологических исследований

- Акатова Т.В. Листостебельные мхи Кавказского заповедника // *Arctoa*. 2002. Т. 11. С. 179–204.
- Алешина М.А., Торопов П.А., Семенов В.А. Изменение температурно-влажностного режима Черноморского побережья Кавказа в период 1982–2014 гг. // *Метеорология и гидрология*. 2018. № 4. С. 41–53.
- Артамонов Ю.В., Скрипалева Е.А., Федирко А.В. Региональные особенности климатической изменчивости поля температуры на поверхности Черного моря // *Метеорология и гидрология*. 2017. Т. 2. С. 56–66.
- Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / ред. В.М. Котляков. М.: Изд. Российской академии наук, 1997. 392 с.
- Бажев А.Б. Инфильтрация талой воды в фирново-ледяную толщу (по наблюдениям на Эльбрусе) // МГИ. 1968. Т. 14. С. 53–65.
- Бажев А.Б., Бажева В.Я. Строение фирново-ледяной толщи на южном склоне Эльбруса // МГИ. 1964. Т. 10. С. 94–100.
- Бажев А.Б., Гордиенко Ф.Г., Смирнов К.Е. Вариации изотопа ^{18}O в толще Марухского ледника (Западный Кавказ) // МГИ. 1973. Т. 21. С. 198–203.
- Бажев А.Б., Роттаева О.В., Хмелевской И.Ф. Анализ полей элементов водно-ледового баланса ледников Эльбруса // МГИ. 1995. Т. 79. С. 98–108.
- Баранов С., Покровская Т. Работа метеорологической группы ЭКНЭ 1935 г. // *Тр. Эльбрусской экспедиции 1934 и 1935 гг.* М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1936. С. 199–209.
- Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Коцуг Д.Г., Газеев В.М., Шабалин Р.В., Докучаев А.Я., Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д., Белоусов А.Б., Белоусова М.Г., Гришин С.Ю. Основные циклы эволюции вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) по данным ЭПР датирования кварца // *Вулканология и сейсмология*. 2003. Т. 3. С. 3–14.
- Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. и др. Эльбрусская кальдера (Северный Кавказ) // *Докл. РАН*. 1998. Т. 363 (4). С. 515–517.
- Богородский В.В. Физические методы исследования ледников. Л.: ГИМИЗ, 1968. 214 с.
- Боканенко Л.И., Исаев В.С. Предварительные результаты определения мощности льдов Эльбруса сейсмическим методом // *Информ. сб. о работах по МГТ*. 1960. № 5. С. 10–58.

Вангенгейм Г.Я. Опыт применения синоптических методов к изучению и характеристике климата. М.: Изд-во ЦУГМС, 1935.

Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н. Высотный градиент распределения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в атмосферных осадках и в снежном покрове высокогорных районов // *Криосфера Земли*. 2010. Т. XIV (1). С. 13–21.

Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В., Буданцева Н.А. Высотный изотопный эффект в снеге на леднике Гарабаши в Приэльбрусье // *Криосфера Земли*. 2005. Т. IX (4). С. 72–81.

Володичева Н.А., Китаев Л.М., Кренке А.Н., Олейников А.Д. Динамика снеговязов Кавказа и Предкавказья // МГИ. 2004. Т. 97. С. 143–147.

Володичева Н.А., Олейников А.Д., Володичева Н.Н. Катастрофические лавины и методы борьбы с ними // *Лед и снег*. 2014. Т. 54. № 4. С. 63–71. doi:10.15356/2076-6734-2014-4.

Волошина А.П. Метеорология горных ледников // МГИ. 2001. Т. 92. С. 3–148.

Волошина А.П. Радиационные условия в период абляции // *Оледенение Эльбруса*. М.: Изд-во МГУ, 1968. С. 158–168.

Волошина А.П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период. М.: Наука, 1966. 150 с.

Гандин Л.С., Казан Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 360 с.

Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 280 с.

Голубев В.Н., Михаленко В.Н., Серебренников А.В., Гвоздик О.А. Структурные исследования ледяного керна Джантуганского фирнового плато на Центральном Кавказе // МГИ. 1988. Т. 64. С. 25–33.

Груза Г.В., Рейтенбах Р.Г. Статистика и анализ гидрометеорологических данных. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 216 с.

Гурбанов А.Г., Богатиков О.А., Карамурзов Б.С., Цуканова Л.Е., Лексин А.Б., Газеев В.М., Мохов А.В., Горностаева Т.А., Жариков А.В., Шмонов В.М., Докучаев А.Я., Горбачева С.А., Шевченко А.В. Необычные виды дегазации из расплавов периферических магматических камер «спящего» вулкана Эльбрус (Россия): геохимические и минералогические особенности // *Вулканология и сейсмология*. 2011. Т. 4. С. 3–20.

Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Богатиков О.А. Активный вулкан Эльбрус и этапы его геологической истории // *Современные методы геолого-геофизического мониторинга природных процессов на территории Кабардино-Балкарии*. М.: ИФЗ РАН, 2005. С. 94–119.

Давидович Н.В., Тарасова Л.Н. Межгодовая изменчивость температуры воздуха на Западном и Центральном Кавказе в летний сезон // МГИ. 1992. Т. 73. С. 50–59.

Демченко П. Ф., Кислов А. В. Стохастическая динамика природных объектов: броуновское движение и геофизические приложения. М.: ГЕОС, 2010. 190 с.

Дзердзевский Б. Л. Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария в XX столетии // Материалы метеорологических исследований, изд. ИГ АН СССР и Междувед. Геофиз. Комитета при Президиуме АН СССР. М., 1968. 240 с.

Докукин М. Д., Хаткутов А. В. Озера у ледника Малый Азау на Эльбрусе: динамика и прорывы // Лед и снег. 2016. Т. 56 (4). С. 472–479. doi:10.15356/2076-6734-2016-4-472-479.

Долгова Е. А., Соломина О. Н. Первая количественная реконструкция температуры воздуха теплого периода на Кавказе по дендрохронологическим данным // Доклады Академии наук. 2010. Т. 431 (2). С. 252–256.

Дорошина Г. Я. Мхи (Bryophyta) Абхазии // Новости сист. низш. раст. 2015. Т. 49. С. 295–313.

Дорошина Г. Я. Мхи Северного Приэльбрусья (Центральный Кавказ) // Новости сист. низш. раст. 2013. Т. 47. С. 310–317.

Дубянский В. В. К вопросу о горных породах с высших пунктов восточной и западной вершин Эльбруса. Записки Кавказского отдела русского географического общества. Кн. 26. Вып. 8. Тифлис: тип. К. П. Козловского, 1910. 22 с.

Дюргеров М. Б., Михаленко В. Н., Гобеджишвили Р. Г. Письмо в редакцию МГИ об исследованиях на Катинском плато // МГИ. 1988. Т. 64. С. 245–248.

Загороднов В. С., Архипов С. М., Бажев А. Б., Востокова Т. А., Королев П. А., Рототаева О. В., Синькевич С. А., Хмелевской И. Ф. Строение, состав и гидротермический режим ледника Гарабаши на Эльбрусе // МГИ. 1992. Т. 73. С. 109–117.

Зилитинкевич С. С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 290 с.

Золотарев Е. А., Алейников А. А., Харьковец Е. Г. Сокращение оледенения Эльбруса в XX столетии // МГИ. 2005. Т. 98. С. 162–166.

Золотарев Е. А. Эволюция оледенения Эльбруса. Картографо-аэрокосмические технологии гляциологического мониторинга. М.: Научный мир, 2009. 238 с.

Золотарев Е. А., Харьковец Е. Г. Оледенение Эльбруса в конце XX в. (цифровая ортофотокарта Эльбруса на 1997 г.) // МГИ. 2000. Т. 89. С. 175–181.

Золотарев Е. А., Харьковец Е. Г. Эволюция оледенения Эльбруса после малого ледникового периода // Лед и снег. 2012. Т. 2 (118). С. 15–22.

Ильичев Ю. Г., Салтагаров А. Д. Снежный покров, снежники, ледники, горные озера — холодное богатство Карачаево-Черкессии. // Труды Тебердинского госуд. заповедника. 2009. Т. 49. 224 с.

Исаев А. А. Статистика в метеорологии и климатологии. М.: Изд-во МГУ, 1988. 248 с.

Каталог ледников СССР. Т. 8. Ч. 5. Бассейны рек Малки, Баксана. Л.: Гидрометеоздат, 1970.

Керимов А. М., Рототаева О. В., Хмелевской И. Ф. Распределение тяжелых металлов в поверхностных слоях снежно-фирновой толщи на южном склоне Эльбруса // Лед и Снег. 2011. Т. 2 (114). С. 24–34.

Козачек А. В., Екайкин А. А., Михаленко В. Н., Липенков В. Я., Кутузов С. С. Изотопный состав ледяных кернов, полученных на Западном плато Эльбруса // Лед и снег. 2015. Т. 5 (4). С. 35–49.

Коновалов Ю. В., Нагорнов О. В., Загороднов В. С., Thompson L. G. Восстановление температуры поверхности ледника по данным скважинных измерений // Математическое моделирование. 2001. Т. 13 (11). С. 48–68.

Кононова Н. К., Черенкова Е. А. Повторяемость элементарных циркуляционных механизмов в атмосфере Северного полушария // Известия АН. Сер. геогр. 2018. Т. 6. С. 17–25.

Короновский Н. В., Мышенкова М. С., Брянцева Г. В. Вулкан Эльбрус. Северный Кавказ // Жизнь Земли. 2015. Т. 37. С. 12–20.

Котляков В. М. Мир снега и льда. М.: Наука, 1994. 286 с.

Котляков В. М., Плам М. Я. Подсчет количества твердых осадков на горных ледниках и роль метелевого переноса в их перераспределении (по исследованиям на Эльбрусе) // Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М.: Наука, 1965. С. 87–117.

Котляков В. М., Рототаева О. В., Носенко Г. А., Десинов Л. В., Осокин Н. И., Чернов Р. А. Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше. М.: Издат. дом «Кодекс», 2014. 184 с.

Кравцова В. И. Карта мощности льда // МГИ. 1967. Т. 13. С. 151–157.

Кренке А. Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР // Л.: Гидрометеоздат, 1982. 288 с.

Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометиздат, 1961. 346 с.

Кутузов С. С., Лаврентьев И. И., Василенко Е. В., Мачерет Ю. Я., Пятраков Д. А., Попов Г. В. Оценка объема ледников Большого Кавказа по данным радиозондирования и моделирования // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX (1). С. 78–88.

Лаверов Н. П., Добрецов Н. Л., Богатииков О. А., Бондур В. Г., Гурбанов А. Г., Карамурзов Б. С., Коваленко В. И., Мелекесцев И. В., Нечаев Ю. В., Пономарева В. В., Рогожин Е. А., Собисевич А. Л., Собисевич Л. Е., Федотов С. А.,

Хренов А. П., Ярмолюк В. В. Новейший и современный вулканизм на территории России / отв. ред. Н. П. Лаверов; ИФЗ РАН. М.: Наука, 2005. 604 с.

Лаврентьев И. И., Михаленко В. Н., Кутузов С. С. Толщина льда и подледный рельеф Западного ледникового плато Эльбруса // Лед и снег. 2010. Т. 2 (110). С. 12–18.

Лаврентьев И. И., Петраков Д. А., Кутузов С. С., Коваленко Н. В., Смирнов А. М. Оценка потенциала развития ледниковых озёр на Центральном Кавказе // Лед и снег. 2020. В печати.

Лаврушин В. Ю., Поляк Б. Г., Покровский Б. Г., Каменский И. Л. Оценка активности мантии в Приэльбрусье по изотопно-геохимическим характеристикам свободных газов подземных вод // Геодинамика, сейсмо тектоника и вулканизм Северного Кавказа / ред. Н. П. Лаверов. М.: ОИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, ГНИЦ ПГК (МФ) при КубГУ Минобразования РФ, 2001. С. 272–293.

Лиходеев Д. В., Михаленко В. Н. Температура кровли магматической камеры вулкана Эльбрус // Геофизические исследования. 2012. Т. 13 (4). С. 70–75.

Масуренков Ю. П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1961. Т. 51. 132 с.

Масуренков Ю. П. Плотность теплового потока и глубина залегания магматического очага под вулканом Эльбрус // Бюлл. вулканологических станций. 1971. Т. 47. С. 79–82.

Масуренков Ю. П., Пантелеев И. Я. Современная деятельность вулкана Эльбрус // Докл. АН СССР. 1962. Т. 142 (6). С. 1369–1371.

Масуренков Ю. П., Собисевич А. Л. Влияние эндогенного теплового и флюидного потоков на динамику Эльбрусских ледников // ДАН. 2012. Т. 442 (2). С. 268–271.

Масуренков Ю. П., Собисевич А. Л., Лиходеев Д. В., Шевченко А. В. Тепловые аномалии Северного Кавказа // Докл. РАН. 2009. Т. 428 (5). С. 667–670.

Матюхин Г. Д. Климатические данные по высотным поясам южного склона Эльбруса // Информационный сборник о работах по Международному геофизическому году. 1960. Вып. 5. С. 130–194.

Мачерет Ю. Я., Берикашвили В. Ш., Василенко Е. В., Соколов В. Г. Широкополосный импульсный радар для зондирования ледников с оптическим каналом синхронизации и цифровой обработкой сигналов // Датчики и системы. 2006. Т. 12. С. 2–8.

Михайлов И. Г. Об определении толщины ледников методом электрического зондирования // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1939. Т. 4–5. С. 417–420.

Михаленко В. Н. Бурение льда близ вершины Эльбруса // Лед и снег. 2010. Т. 1. С. 123–126.

Михаленко В. Н. Глубинное строение ледников тропических и умеренных широт. М.: Издательство ЛКИ, 2008. 320 с.

Михаленко В. Н., Кутузов С. С., Лаврентьев И. И., Кунахович М. Г., Томпсон Л. Г. Исследования западного ледникового плато Эльбруса: результаты и перспективы // МГИ. 2005. Т. 99. С. 185–190.

Михаленко В. Н., Кутузов С. С., Нагорнов О. В., Тюфлин С. А., Лаврентьев И. И., Марченко С. А., Окопный В. И. Стратиграфическое строение и температурный режим фирново-ледяной толщи на западном плато Эльбруса // Экстремальные природные явления и катастрофы: в 2 т. / отв. ред. А. О. Глико; ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2010; 2011. Т. 2: геология урана, геоэкология, гляциология / отв. ред. В. М. Котляков, ИГ РАН; отв. сост. А. Л. Собисевич, ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2011. С. 180–188.

Мысленков С. А., Кречик В. А., Соловьев Д. М. Анализ температуры воды в прибрежной зоне балтийского моря по спутниковым данным и измерениям термокосы // Тр. Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2017. № 364. С. 159–169.

Нагорнов О. В., Коновалов Ю. В., Загороднов В. С., Томпсон Л. Г. Восстановление температуры поверхности Арктических ледников по данным измерений температуры в скважинах // Инженерно-физический журнал. 2001. Т. 74. № 2. С. 3–12.

Нагорнов О. В., Никитаев В. Г., Простокишин В. М., Тюфлин С. А., Пронычев А. Н., Бухарова Т. И., Чистов К. С., Кашафутдинов Р. З., Хоркин В. А. Вейвлет-анализ в примерах: учебное пособие. М.: НИЯУ МИФИ, 2010. 117 с.

Нагорнов О. В., Тюфлин С. А., Коновалов Ю. В., Костин А. Б. Обратные задачи палеотермометрии. М.: МИФИ, 2008. 173 с.

Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). Обнинск: ИГ-СОЦИН. 2009. 62 с.

Незваль Е. И., Чубарова Н. Е., Гребнер Ю., Омур А. Влияние атмосферных параметров на длинноволновую нисходящую радиацию и особенности ее режима в Москве // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48 (6). С. 682–690.

Некоторые итоги исследований Института географии АН СССР на Эльбрусе // МГИ. 1964. Т. 10. С. 55–103.

Нечаев Ю. В., Собисевич А. Л., Собисевич Л. Е. Вулкан Эльбрус: материнский очаг и магматические камеры (технология мониторинга) // Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ними техногенные катастрофы: 8 т. / пред. ред. кол. Н. П. Лаверов. РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008. Т. 1: Сейсмические процессы и катастрофы / отв. ред. А. О. Глико. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 297–302.

Оледенение Эльбруса / под ред. Г. К. Тушинского. М.: Изд-во Московского университета, 1968. 345 с.

Панов В. Д. Эволюция современного оледенения Кавказа. СПб.: Гидрометеоздат, 1993. 432 с.

Петраков Д. А. Опасные гляциальные процессы и защита от них // Геориск. 2010. Т. 2. С. 6–14.

Полюхов А. А., Чубарова Н. Е., Ривин Г. С. Оценка качества расчета солнечной радиации в COSMO-RU по данным точных радиационных расчетов и измерений в Москве в безоблачных условиях // Труды Гидрометцентра. 2017. Т. 364. С. 38–52.

Поповнин В. В., Петраков Д. А. Ледник Джанкуат за минувшие 34 года (1967/68–2000/01 гг.) // МГИ. 2005. Т. 98. С. 167–174.

Потемкин А. Д., Софронова Е. В. Печеночники и антоцеротовые России. Т. 1. СПб., Якутск: Бостон-спектр, 2009. 368 с.

Псарева Т. В. Преобразование снежно-фирновой толщи и типы льдообразования на Эльбрусе // МГИ. 1964. Т. 10. С. 79–86.

Рец Е. П., Фролова Н. Л., Поповнин В. В. Моделирование таяния поверхности горного ледника // Лед и снег. 2011. Т. 116. № 4. С. 24–31.

Рототаева О. В. Многолетняя изменчивость массообмена горного ледника // Изв. РАН, серия геогр. 2001. Т. 3. С. 55–61.

Рототаева О. В., Никитин С. А., Бажев А. Б., Носенко Г. А., Носенко О. А., Веснин А. В., Хмелевской И. Ф. Толщина льда на южном склоне Эльбруса // МГИ. 2002. Вып. 93. С. 143–151.

Рототаева О. В., Носенко Г. А., Керимов А. М., Кутузов С. С., Лаурентьев И. И., Никитин С. А., Керимов А. А., Тарасова Л. Н. Изменения баланса массы ледника Гарабаши (Эльбрус) на рубеже XX–XXI вв. // Лед и снег. 2019. Т. 59 (1). С. 5–22. doi: 10.15356/2076–6734–2019–1–5–22.

Рототаева О. В., Носенко Г. А., Хмелевской И. Ф., Тарасова Л. Н. Балансовое состояние ледника Гарабаши (Эльбрус) в 80-х и 90-х годах XX столетия // МГИ. 2003. Вып. 95. С. 111–121.

Рототаева О. В., Тарасова Л. Н. Реконструкция баланса массы ледника Гарабаши за последнее столетие // МГИ. 2000. Т. 88. С. 16–26.

Рототаева О. В., Хмелевской И. Ф., Бажев А. Б., Хейнтценберг И., Стенберг М., Пингло Ж. Строение и химический состав деятельного слоя ледника Большой Азау (Эльбрус) в области питания // МГИ. 1998. Т. 84. С. 25–33.

Сейнова И. Б., Золотарев Е. А. Ледники и сели Приэльбрусья (эволюция оледенения и селевой активности). М.: Научный мир, 2001. 203 с.

Серебряный Л. Р., Голодковская Н. А., Орлов А. В., Малясова Е. С., Ильвес Э. О. и др. Колебания ледников и процессы моренонакопления на Центральном Кавказе. М.: Наука, 1984. 216 с.

Собисевич А. Л., Нечаев Ю. В., Арбузкин В. Н., Трофименко Е. А., Пруцкий Н. И., Греков И. И. Новые геофизические данные о структуре магматических образований в районе Эльбрусского вулканического центра // Исследования в области геофизики. М.: ОИФЗРАН, 2004. С. 272–285.

Соломина О. Н., Долгова Е. А., Максимова О. Е. Реконструкция гидрометеорологических условий последних столетий на северном Кавказе, в Крыму и на Тянь-Шане по дендрохронологическим данным. М.; СПб.: Нестор-История, 2012. 232 с.

Соломина О. Н., Калугин И. А., Александрин М. Ю., Бушуева И. С., Дарин А. В., Долгова Е. А., Жомелли В., Иванов М. Н., Мацковский В. В., Овчинников Д. В., Павлова И. О., Разумовский Л. В., Чепурная А. А. Бурение осадков оз. Каракель (долина р. Теберда) и перспективы реконструкции истории оледенения и климата голоцена на Кавказе // Лед и снег. 2013. Т. 2 (122). С. 102–111. doi:10.15356/2076–6734–2013–2–102–111.

Справочник по климату СССР. Вып. 14. Т. 2. Л.: Гидрометеоздат, 1972.

Тареева А. М. Метеорологические условия таяния на ледниках южного склона Эльбруса в 1988–1991 гг. // МГИ. 1996. Т. 80. С. 150–153.

Тареева А. М. Температура воздуха в высокогорной зоне Кавказа в летний период. МГИ. 1976. Т. 28. С. 59–66.

Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ / под ред. Г. А. Авсюка. М.: Наука, 1965. 245 с.

Тихонов А. Н., Арсенин В. Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1986. 288 с.

Торопов П. А. Температурно-влажностный режим Восточно-Европейской равнины в контрастных климатических условиях: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: Изд-во МГУ, 2006.

Торопов П. А. Усовершенствование типизации Клименко для условий современной циркуляции атмосферы // Вестник МГУ. Сер. 5 «География». 2001. Т. 5. С. 14–22.

Торопов П. А., Михаленко В. Н., Кутузов С. С., Морозова П. А., Шестакова А. А. Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период абляции за последние 65 лет // Лед и снег. 2016. Т. 56 (1). С. 5–19. doi:10.15356/2076–6734–2016–1–5–19.

Торопов П. А., Шестакова А. А., Смирнов А. М., Поповнин В. В. Оценка компонентов теплового баланса ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) в период абляции в 2007–2015 гг. // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 4. С. 42–54.

Уломов В. И., Данилова Т. И., Медведева Н. С., Полякова Т. П., Шумилина Л. С. К оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе // Физика Земли. 2007. Т. 7. С. 31–45.

- Флейшман С. М. Сели. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 352 с.
- Черкасов П. А. Радиационный баланс физической поверхности горного ледника в период абляции. Алма-Ата, 1980.
- Черноморец С. С., Петраков Д. А., Тутубалина О. В. Прорыв ледникового озера на северо-восточном склоне г. Эльбрус 11 августа 2006 г.: прогноз, событие и последствия // МГИ. 2007. Т. 102. С. 225–229.
- Черноморец С. С., Петраков Д. А., Алейников А. А., Беккиев М. Ю., Висхаджиева К. С., Докукин М. Д., Калов Р. Х., Кидяева В. М., Крыленко В. В., Крыленко И. В., Крыленко И. Н., Рец Е. П., Савернюк Е. А., Смирнов А. М. Прорыв озера Башкара (Центральный Кавказ, Россия) 1 сентября 2017 года // Криосфера Земли. 2018. Т. 22 (2). С. 70–80. doi:10.21782/KZ1560–7496–2018–2(70–80).
- Чижова Ю. Н., Михаленко В. Н., Васильчук Ю. К., Буданицева Н. А., Козачек А. В., Кутузов С. С., Лаврентьев И. И. Изотопно-кислородный состав снежно-фирновой толщи на Восточной вершине Эльбруса // Лед и снег. 2019. Т. 59 (3). С. 293–305. doi:10.15356/2076–6734–2019–3–426.
- Шхагапсоев С. Х., Харзинов З. Х., Игнатов М. С., Игнатова Е. А. Листо-стебельные мхи Кабардино-Балкарского высокогорного государственного заповедника. Нальчик: Полиграфсервис и Т, 2006. 42 с.
- Abramov A., Lavrentiev I. I., Kutuzov S. S. Air and surface temperatures from mount Elbrus East summit area, Caucasus, 5620 m a.s.l., and surface and ground temperatures at fumarolic field, 2013–2015, thermistor measurements (iButton and Hobo) // PANGAEA, 2017. doi:10.1594/PANGAEA.883566.
- Ahmad M., Aggarwal P., van Duren M., Poltenstein L., Araguas L., Kurttas T., Wassenaar L. I. Final Report on Fourth interlaboratory comparison exercise for $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ analysis of water samples (WICO2011). Isotope Hydrology Laboratory, Division of Physical and Chemical Sciences, Department of Nuclear Sciences and Applications, International Atomic Energy Agency. 2012. 67 p.
- Alekseychik P. K., Korrensalo A., Mammarella I., Vesala T., Tuittila E.-S. Relationship between aerodynamic roughness length and bulk sedge leaf area index in a mixed-species boreal mire complex // Geophysical Research Letters. 2017. V. 3. P. 5836–5843. doi 10.1002/2017GL073884.
- Alley R. B., Meese D. A., Shuman C. A., Gow A. J., Taylor K. C., Grootes P. M., White J. W. C., Ram M., Waddington E. D., Mayewski P. A., Zielinski G. A. Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event // Nature. 1993. V. 1 (362). P. 527–529.
- Andreassen L. M., Huss M., Melvold K., Elvehoy H., Winsvold S. H. Ice thickness measurements and volume estimates for glaciers in Norway // J. Glaciol. 2015. V. 61. P. 763–775. doi:10.3189/2015JoG14J161.
- Augustin L., Barbante C., Barnes P. R. F., Barnola J. M., Bigler M., Castellano E., Cattani O., Chappellaz J., Dahl-Jensen D., Delmonte B., Dreyfus G., Durand G., Falourd S., Fischer H., Flückiger J., Hansson M. E., Huybrechts P., Jugie G., Johnsen S. J., Jouzel J., Kaufmann P., Kipfstuhl J., Lambert F., Lipenkov V. Y., Littot G. C., Longinelli A., Lorrain R., Maggi V., Masson-Delmotte V., Miller H., Mulvaney R., Oerlemans J., Oerter H., Orombelli G., Parrenin F., Peel D. A., Petit J.-R., Raynaud D., Ritz C., Ruth U., Schwander J., Siegenthaler U., Souchez R., Stauffer B., Steffensen J. P., Stenni B., Stocker T. F., Tabacco I. E., Udisti R., van der Wal R. S. W., van den Broeke M., Weiss J., Wilhelms F., Wintther J.-G., Wolff E. W., Zucchelli M. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core // Nature. 2004. V. 429. P. 623–628.
- Bahr D. B., Pfeffer W. T., Kaser G. A review of volume-area scaling of glaciers // Rev. Geophys. 2015. doi:10.1002/2014RG000470.
- Baniya C. B., Solhøy T., Gauslaa Y., Palmer M. W. The elevation gradient of lichen species richness in Nepal // Lichenologist. 2010. V. 42 (1). P. 83–96. doi:10.1017/S 0024282909008627.
- Barbosa P., San-Miguel-Ayanz J., Camia A., Gimeno M., Liberta G., Schmuck G. Assessment of fire damages in the EU Mediterranean Countries during the 2003 Forest Fire Campaign. Official Publication of the European Commission. Ispra, 2004.
- Barlow M., Zaitchik B., Paz S., Black E., Evans J., Hoell A. A review of drought in the Middle East and southwest Asia // J. Clim. 2016. V. 29 (23). P. 8547–8574. doi:10.1175/JCLI-D-13–00692.1.
- Barry R. G. Mountain weather and climate. 3rd Edition. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 532 p.
- Bazhev A. B., Rototaeva O., Heitzenberg J., Stenberg M., Pinglot J. F. Physical and chemical studies in the region of the southern slope of Mount Elbrus, Caucasus // J. Glaciol. 1998. V. 44 (147). P. 214–222.
- Belart J. M. C., Berthier E., Magnússon E., Anderson L. S., Pálsson F., Thorsteinsson T., Howat I. M., Aðalgeirsdóttir G., Jóhannesson T., Jarosch A. H. Winter mass balance of Drangajökull ice cap (NW Iceland) derived from satellite sub-meter stereo images // The Cryosph. 2017. V. 11 (3). P. 1501–1517. doi:10.5194/tc-11–1501–2017.
- Bengtsson L., Hodges K. I., Roeckner E. Storm tracks and climate change // Journal of Climate. 2006. V. 19 (15). P. 3518–3543.
- Berthier E., Cabot V., Vincent C., Six D. Decadal region-wide and glacier-wide mass balances derived from multi-temporal ASTER satellite digital elevation models. Validation over the Mont-Blanc Area // Front. Earth Sci. 2016. V. 4 (63). doi:10.3389/feart.2016.00063.
- Bisiaux M. M., Edwards R., McConnell J. R., Curran M. A. J., Van Ommen T. D., Smith A. M., Neumann T. A., Pasteris D. R., Penner J. E., Taylor K. Changes in black carbon deposition to Antarctica from two high-resolution ice core records, 1850–2000 AD // Atmos. Chem. Phys. 2012. V. 12. P. 4107–4115. doi:10.5194/acp-12–4107–2012.

Bohleber P., Erhardt T., Spaulding N., Hoffmann H., Fischer H., Mayewski P. Temperature and mineral dust variability recorded in two low-accumulation Alpine ice cores over the last millennium // *Clim. Past*. 2018. V. 14. P. 21–37. doi:10.5194/cp-14-21-2018.

Bond T.C., Doherty S.J., Fahey D.W., Forster P.M., Berntsen T., DeAngelo B.J., Flanner M.G., Ghan S., Karcher B., Koch D., Kinne S., Kondo Y., Quinn P.K., Sarofim M.C., Schultz M.G., Schulz M., Venkataraman C., Zhang H., Zhang S., Bellouin N., Guttikunda S.K., Hopke P.K., Jacobson M.Z., Kaiser J.W., Klimont Z., Lohmann U., Schwarz J.P., Shindell D., Storelvmo T., Warren S.G., Zender C.S. Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment // *J. Geophys. Res. — Atmos.* 2013. V. 118. P. 5380–5552. doi:10.1002/jgrd.50171.

Breisinger C., Diao X., Thurlow J., Hassan R.M.A. Potential impacts of a green revolution in Africa — the case of Ghana // *Journal of international development*. 2011. V. 23 (1). P. 82–102. doi: 10.1002/jid.1641.

Broeke M.R. Momentum, heat and moisture budgets of katabatic wind layer over midlatitude glacier in summer // *Journal of Applied Meteorology*. 1997. Vol. 36. Issue 6. P. 763–774.

Bronk Ramsey C. Radiocarbon Calibration and Analysis of Stratigraphy: The OxCal Program // *Radiocarbon*. 1995. V. 37 (02). P. 425–430. doi:10.1017/S0033822200030903.

Brun F., Berthier E., Wagnon P., Käab A., Treichler D. A spatially resolved estimate of High Mountain Asia glacier mass balances from 2000 to 2016 // *Nat. Geosci.* 2017. V. 10. P. 668–673. doi:10.1038/ngeo2999.

Carslaw H.S., Jaeger J.C. *Conduction of heat in solids*. Oxford: Clarendon Press, 1959. 510 p.

Casado M., Münch T., Laepple T. Climatic information archived in ice cores: impact of intermittency and diffusion on the recorded isotopic signal in Antarctica // *Clim. Past Discuss*. 2019. doi.org/10.5194/cp-2019-134, in review.

Chappellaz J., Stowasser C., Blunier T., Baslev-Clausen D., Brook E.J., Dalmayr R., Fain X., Lee J.E., Mitchell L.E., Pascual O., Romanini D., Rosen J., Schüpbach S. High-resolution glacial and deglacial record of atmospheric methane by continuous-flow and laser spectrometer analysis along the NEEM ice core // *Clim. Past*. 2013. V. 9. P. 2579–2593. doi:10.5194/cp-9-2579-2013.

Chen J., Del Genio A.D., Carlson B.E., Bosilovich M.G. The spatiotemporal structure of twentieth-century climate variations in observations and reanalyses. Pt. I: Long-term trend // *Journ. of Climate*. 2008. V. 21. P. 2611–2633.

Chernokulsky A., Kozlov F., Zolina O., Bulygina O., Mokhov I.I., Semenov V.A. Observed changes in convective and stratiform precipitation in Northern Eurasia over the last five decades // *Environmental Research Letters*. 2019. V. 14 (4). P. 045001. doi:10.1088/1748-9326/aafb82.

Chin M., Diehl T., Tan Q., Prospero J.M., Kahn R.A., Remer L.A., Yu H., Sayer A.M., Bian H., Geogdzhayev I.V., Holben B.N., Howell S.G., Huebert B.J., Hsu N.C., Kim D., Kucsera T.L., Levy R.C., Mishchenko M.I., Pan X., Quinn P.K., Schuster G.L., Streets D.G., Strode S.A., Torres O. Multi-decadal aerosol variations from 1980 to 2009: A perspective from observations and a global model // *Atmos. Chem. Phys.* 2014. V. 14 (7). P. 3657–3690. doi:10.5194/acp-14-3657-2014.

Chudnovsky A.A., Koutrakis P., Kostinski A., Proctor S.P., Garshick E. Spatial and temporal variability in desert dust and anthropogenic pollution in Iraq, 1997–2010 // *J. Air Waste Manag. Assoc.* 2017. V. 67 (1). P. 17–26. doi:10.1080/10962247.2016.1153528.

Collaud Coen M., Weingartner E., Nyeki S., Cozic J., Henning S., Verheggen B., Gehrige R., Baltensperger U. Long-term trend analysis of aerosol variables at the highalpine site Jungfraujoch // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. D13213. doi:10.1029/2006JD007995.

Copland L., Sharp M. Radio-echo sounding determination of polythermal glacier hydrology // *Eighth International Conference on Ground Penetrating Radar*, Gold Coast, Australia. 2000. SPIE Proceedings 4084. P. 59–64.

Cullen N.J., Mölg T., Kaser J., Steffen K., Hardy D.R. Energy-balance model validation on the top of Kilimanjaro, Tanzania, using eddy covariance data // *Annals of Glaciology*. 2007. V. 46. P. 227–233. doi:10.3189/172756407782871224.

Dahl-Jensen D., Albert M.R., Aldahan A., Azuma N., Balslev-Clausen D., Baumgartner M., Berggren A.M., Bigler M., Binder T., Blunier T., Bourgeois J.C., Brook E.J., Buchardt S.L., Buizert C., Capron E., Chappellaz J., Chung J., Clausen H.B., Cvijanovic I., Davies S.M., Ditlevsen P., Eicher O., Fischer H., Fisher D.A., Fleet L.G., Gfeller G., Gkinis V., Gogineni S., Goto-Azuma K., Grinsted A., Gudlaugsdottir H., Guillevic M., Hansen S.B., Hansson M., Hirabayashi M., Hong S., Hur S.D., Huybrechts P., Hvidberg C.S., Iizuka Y., Jenk T., Johnsen S.J., Jones T.R., Jouzel J., Karlsson N.B., Kawamura K., Keegan K., Kettner E., Kipfstuhl S., Kjaer H.A., Koutnik M., Kuramoto T., Kohler P., Laepple T., Landais A., Langen P.L., Larsen L.B., Leuenberger D., Leuenberger M., Leuschen C., Li J., Lipenkov V., Martinerie P., Maselli O.J., Masson-Delmotte V., McConnell J.R., Miller H., Mini O., Miyamoto A., Montagnat-Rentier M., Mulvaney R., Muscheler R., Orsi A.J., Paden J., Panton C., Pattyn F., Petit J.R., Pol K., Popp T., Possnert G., Prie F., Prokopiou M., Quiquet A., Rasmussen S.O., Raynaud D., Ren J., Reutenauer C., Ritz C., Rockmann T., Rosen J.L., Rubino M., Rybak O., Samyn D., Sarnoff C.J., Schilt A., Schmidt A.M. Z., Schwander J., Schupbach S., Seierstad I., Severinghaus J.P., Sheldon S., Simonsen S.B., Sjolte J., Solgaard A.M., Sowers T., Sperlich P., Steen-Larsen H. C., Steffen K., Steffensen J.P., Steinhage D., Stocker T.F., Stowasser C., Sturevik A.S., Sturges W.T., Sveinbjornsdottir A., Svensson A., Tison J.L., Uetake J., Vallelonga P., van de Wal R.S. W., van der Wel G.,

Vaughn B.H., Vinther B., Waddington E., Wegner A., Weikusat I., White J.W. C., Wilhelms F., Winstrup M., Witrant E., Wolff E. W., Xiao C., Zheng J. Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core // *Nature*. 2013. V. 493. P. 489–494. doi:10.1038/nature11789.

Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. V. XVI (4). P. 436–468.

Dansgaard W. The isotopic composition of natural waters. København. Bianco Lunos. Bogtrykkeri A/S. 1961. 120 p.

Dansgaard W., Johnsen S.J. A flow model and a time scale for the ice core from Camp Century, Greenland // *Journal of Glaciology*. 1969. V. 8 (53). P. 215–223.

Dansgaard W., Johnsen S.J., Møller J., Langway C. C., Jr. One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet // *Science*. 1969. V. 166. P. 377–381.

Daubechies I. Ten Lectures on Wavelets. Philadelphia, PA: Society for Industrial and Applied Mathematics, 1992. 357 p.

De Angelis M., Steffensen J.P., Legrand M., Clausen H., Hammer C. Primary aerosol (sea salt and soil dust) deposited in Greenland ice during the last climatic cycle: Comparison with east Antarctic records // *J. Geophys. Res. Ocean*. 1997. V. 102 (C 12). P. 26681–26698. doi:10.1029/97JC 01298.

De Châtel F. The Role of Drought and Climate Change in the Syrian Uprising: Untangling the Triggers of the Revolution // *Middle East. Stud.* 2014. V. 50 (4). P. 521–535. doi:10.1080/00263206.2013.850076.

Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A. C.M., van der Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen I., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.J., Park B.K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2011. V. 137 (656). P. 553–597. doi:10.1002/qj.828.

Delmonte B., Petit J.-R., Maggi V. Glacial to Holocene implications of the new 27000-year dust record from the EPICA Dome C (East Antarctica) ice core // *Clim. Dyn.* 2002. V. 18 (8). P. 647–660. doi:10.1007/s00382–001–0193–9.

Diehl T., Heil A., Chin M., Pan X., Streets D., Schultz M., Kinne S. Anthropogenic, biomass burning, and volcanic emissions of black carbon, organic carbon, and SO₂ from 1980 to 2010 for hindcast model experiments // *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* V. 12. P. 24895–24954. doi:10.5194/acpd-12–24895–2012.

Dolgova E. June – September temperature reconstruction in the Northern Caucasus based on blue intensity data // *Dendrochronologia*. 2016. V. 39. P. 17–23. doi:10.1016/j.dendro.2016.03.002.

Dowdeswell J.A., Evans S. Investigations of the form and flow of ice sheets and glaciers using radio-echo sounding // *Reports Prog. Phys.* 2004. V. 67. P. 1821–1861. doi:10.1088/0034–4885/67/10/R03.

Draxler R.R., Hess G.D. An overview of the HYSPLIT₄ modeling system of trajectories, dispersion, and deposition // *Aust. Meteor. Mag.* 1998. V. 47. P. 295–308.

Eichler A., Brüttsch S., Olivier S., Papina T., Schwikowski M. A 750 year ice core record of past biogenic emissions from Siberian boreal forests // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36 (18), L18813. doi:10.1029/2009GL038807.

Eichler A., Tobler L., Eyrikh S., Gramlich G., Malygina N., Papina T., Schwikowski M. Three centuries of Eastern European and Altai lead emissions recorded in a Belukha ice core // *Environ. Sci. Technol.* 2012. V. 46 (8). P. 4323–4330. doi:10.1021/es2039954.

Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y., Barkov N.I., Petit J.R., Masson-Delmotte V. Spatial and temporal variability in isotope composition of recent snow in the vicinity of Vostok station, Antarctica: implications for ice-core record interpretation // *Annals of Glaciology*. 2002. V. 35. P. 181–186. doi:10.3189/172756402781816726.

Eltahir E.A. B., Bras R.L. Precipitation recycling // *Reviews of Geophysics*. 1996. V. 34 (3). P. 367–378.

Fagerli H., Legrand M., Preunkert S., Vestreng V., Simpson D., Cerqueira M. Modeling historical long-term trends of sulfate, ammonium, and elemental carbon over Europe: A comparison with ice core records in the Alps // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112 (D 23). P. D 23S 13. doi:10.1029/2006JD 008044.

Faillat J., Funk M., Vincent C. Avalanching glacier instabilities: Review on processes and early warning perspectives // *Rev. Geophys.* 2015. V. 53. P. 203–224. doi:10.1002/2014RG000466.

Farinotti D., Brinkerhoff D.J., Clarke G.K. C., Fürst J.J., Frey H., Gantayat P. et al. How accurate are estimates of glacier ice thickness? Results from ITMIX, the Ice Thickness Models Intercomparison experiment // *The Cryosphere*. 2017. V. 11. P. 949–970. doi:10.5194/tc-11–949–2017.

Farinotti D., Huss M., Fürst J.J., Landmann J., Machguth H., Maussion F., Pandit A. A consensus estimates for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth // *Nature Geosci.* 2019. V. 1. doi:10.1038/s41561–019–0300–3.

Farinotti D., Longuevergne L., Moholdt G., Duethmann D., Mölg T., Bolch T. et al. Substantial glacier mass loss in the Tien Shan over the past 50 years // *Nat. Geosci.* 2015. V. 8. P. 716–722. doi:10.1038/ngeo2513.

Feiger N., Huss M., Leinss S., Sold L., Farinotti D. The bedrock topography of Gries- and Findelengletscher // *Geogr. Helv.* 2018. V. 73. P. 1–9. doi:10.5194/gh-73–1–2018.

Fischer A., Kuhn M. Ground-penetrating radar measurements of 64 Austrian glaciers between 1995 and 2010 // *Ann. Glaciol.* 2013. V. 54. P. 179–188. doi:10.3189/2013AoG64A108.

Fischer M., Huss M., Hoelzle M. Surface elevation and mass changes of all Swiss glaciers 1980–2010 // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. P. 525–540. doi:10.5194/tc-9-525-2015.

Flanner M. G., Zender C. S., Randerson J. T., Rasch P. J. Present-day climate forcing and response from black carbon in snow // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. D11202. doi:10.1029/2006jd008003.

Fomin B. A., Correa M. P. A k-distribution technique for radiative transfer simulation in inhomogeneous atmosphere: 2. FKDM, fast k-distribution model for the shortwave // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. P. D02106. doi:10.1029/2004JD005163.

Forster C., Stohl A., Siebert P. Parametrization of convective transport in a lagrangian particle dispersion model and its evaluation // *Journ. of Applied Meteorology and Climatology*. 2007. V. 46 (4). P. 403–422.

Gabrielli P., Barbante C., Bertagna G., Bertó M., Binder D., Carton A., Carturan L., Cazorzi F., Cozzi G., Dalla Fontana G., Davis M., De Blasi F., Dinale R., Dragà G., Dreoss G. I., Festi D., Frezzotti M., Gabrieli J., Galos S., Ginot P., Heidenwolf P., Jenk T. M., Kehrwald N., Kenny D., Magand O., Mair V., Mikhalenko V., Lin P. N., Oeggel K., Piffer G., Rinaldi M., Schotterer U., Schwikowski M., Seppi R., Spolaor A., Stenni B., Tonidande D. L., Uglietti C., Zagorodnov V., Zanoner T., Zennaro P. Age of the Mt. Ortles ice cores, the Tyrolean Iceman and glaciation of the highest summit of South Tyrol since the Northern Hemisphere Climatic Optimum // *The Cryosphere*. 2016. V. 10. P. 2779–2797. doi:10.5194/tc-10-2779-2016.

Gambaro A., Zangrando R., Gabrielli P., Barbante P., Cescon P. Direct determination of Levoglucosan at the picogram per milliliter level in Antarctic ice by high-performance liquid chromatography/electrospray ionization triple quadrupole mass spectrometry // *Anal. Chem.* 2008. V. 80 (5). P. 1649–1655. doi:10.1021/ac701655x.

Gärtner-Roer I., Andreassen L. M., Bjerre E., Farinotti D., Fischer A., Fischer M. et al. WGMS: Glacier Thickness Database 2.0. World Glacier Monitoring Service. 2016. doi:10.5904/wgms-glathida-2016-07.

Gat J. R., Shemesh A., Tziperman E., Hecht A., Georgopoulos D., Basturk O. The stable isotope composition of waters of the eastern Mediterranean Sea // *J. Geophysical Res.* 1996. V. 101 (3). P. 6441–6451.

Gilbert A., Vincent C. Atmospheric temperature changes over the 20th century at very high elevations in the European Alps from englacial temperatures // *Geophys. Res. Lett.* 2013. V. 40. 2102–2108. doi:10.1002/grl.50401.

Gilbert A., Vincent C., Gagliardini O., Krug J., Berthier E. Assessment of thermal change in cold avalanching glaciers in relation to climate warming // *Geophys. Res. Lett.* 2015. V. 42. P. 6382–6390. doi:10.1002/2015GL064838.

Ginoux P., Prospero J. M., Gill T. E., Hsu N. C., Zhao M. Global-scale attribution of anthropogenic and natural dust sources and their emission rates

based on MODIS Deep Blue aerosol products // *Rev. Geophys.* 2012. V. 50 (RG3005). P. 1–36.

Gkinis V., Simonsen S. B., Buchardt S. L., White J. W. C., Vinther B. M. Water isotope diffusion rates from the NorthGRIP ice core for the last 16,000 years – Glaciological and paleoclimatic implications // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 405. P. 132–141.

Glacier Mass Balance Bulletin No. 12 (2010–2011). Edited by: M. Zemp, S. U. Nussbaumer, K. Naegeli, I. Gärtner-Roer, F. Paul, M. Hoelzle, W. Haerberli. Zurich: World Glacier Monitoring Service, 2013. 106 p.

Global Glacier Change Bulletin No. 2 (2014–2015). Edited by: M. Zemp, S. U. Nussbaumer, I. Gärtner-Roer, J. Huber, H. Machguth, F. Paul, M. Hoelzle. Zurich: World Glacier Monitoring Service, 2017. 244 p. doi:10.5904/wgms-fog-2017-10.

Greve R. Relation of measured basal temperatures and the spatial distribution of the geothermal heat flux for the Greenland ice sheet // *Annals of Glaciology*. 2005. V. 42. P. 424–432.

Grigholm B., Mayewski P. A., Kang S., Zhang Y., Morgenstern U., Schwikowski M., Kaspari S., Aizen V., Aizen E., Takeuchi N., Maasch K. A., Birkel S., Handley M., Sneed S. Twentieth century dust lows and the weakening of the westerly winds over the Tibetan Plateau // *Geophysical Research Letters*. 2015. V. 42 (7). P. 2434–2441. doi: 10.1002/2015gl063217.

Grigholm B., Mayewski P. A., Aizen V., Kreutz K., Aizen E., Kang S., Maasch K. A., Sneed S. B. A twentieth century major soluble ion record of dust and anthropogenic pollutants from Inilchek Glacier, Tien Shan // *J. Geophys. Res.* 2017. V. 122 (3). P. 1884–1900. doi:10.1002/2016JD025407.

Grinsted A. An estimate of global glacier volume // *The Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 141–151. doi:10.5194/tc-7-141-2013.

Hardy D. R., Vuille M., Bradley R. S. Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia // *Journ. Geophys. Research*. 2003. V. 108. D224693. doi:10.1029/2003JD003623.

Harrison S., Kargel J. S., Huggel C., Reynolds J., Shugar D. H., Betts R. A., Emmer A., Glasser N., Haritashya U. K., Klimeš J., Reinhardt L., Schaub Y., Wiltshire A., Regmi D., Vilímek V. Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods // *The Cryosphere*. 2018. V. 12. P. 1195–1209. doi:10.5194/tc-12-1195-2018.

Hock R., Bliss A., Marzeion B., Giesen R., Hirabayashi Y., Huss M., Slangen A. GlacierMIP – A model intercomparison of global-scale glacier mass-balance models and projections // *Journal of Glaciology*. 2019. V. 65 (251). P. 453–467. doi:10.1017/jog.2019.22.

Hodzic A., Vautard R., Chepfer H., Goloub P., Menut L., Chazette P., Deuzé J. L., Apituley A., Couvert P. Evolution of aerosol optical thickness over Europe during

the August 2003 heat wave as seen from CHIMERE model simulations and POLDER data // *Atmos. Chem. Phys.* 2006. V. 6. P. 1853–1864. doi:10.5194/acp-6-1853-2006.

Hoffmann H., Friedrich R., Kromer B., Fahrni S. Status report: Implementation of gas measurements at the MAMS 14 C AMS facility in Mannheim, Germany // *Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. with Mater. Atoms.* 2017. V. 410. P. 184–187. doi:10.1016/j.nimb.2017.08.018.

Hoffmann H., Preunkert S., Legrand M., Leinfelder D., Bohleber P., Friedrich R., Wagenbach D. A New Sample Preparation System for Micro-14C Dating of Glacier Ice with a First Application to a High Alpine Ice Core from Colle Gnifetti (Switzerland) // *Radiocarbon.* 2018. V. 60 (02). P. 517–533. doi:10.1017/RDC.2017.99.

Holobâcâ I.H. Glacier Mapper – a new method designed to assess change in mountain glaciers // *Int. J. Remote Sens.* 2013. V. 34. P. 8475–8490. doi:10.1080/01431161.2013.843804.

Holton J.R., Hakim G.J. *An Introduction to Dynamic Meteorology.* Waltham, MA. Oxford: Academic Press, 2013.

Hooper J., Marx S. A global doubling of dust emissions during the Anthropocene? // *Glob. Planet. Change.* 2018. V. 169 (June). P. 70–91. doi:10.1016/j.gloplacha.2018.07.003.

Hörhold M.W., Kipfstuhl S., Wilhelms F., Freitag J., Frenzel A. The densification of layered polar firn // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. P. F01001: 1–15. doi:10.1029/2009JF001630.

Hudson R.D., Andrade M.F., Follette M.B., Frolov A.D. The total ozone field separated into meteorological regimes—Part II: Northern Hemisphere mid-latitude total ozone trends // *Atmospheric Chemistry and Physics.* 2006. V. 6 (12). P. 5183–5191.

Hunt C.R., Snyder W.H. Experiments on stably and neutrally stratified flow over a model three-dimensional hill // *J. Fluid Mech.* 1980. V. 96. P. 671–704.

Huss M. Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change // *The Cryosphere.* 2013. V. 7. P. 877–887. doi: 10.5194/tc-7-877-2013.

Huss M., Hock R. A new model for global glacier changes and sea-level rise // *Frontiers in Earth Sciences.* 2015. V. 3. P. 54. doi:10.3389/feart.2015.00054.

IPCC 2019. Chapter 2: High Mountain Areas, in IPCC Special Report on Ocean and Cryosphere in a Changing Climate Hock, R., G. Rasul, C. Adler, B. Cáceres, S. Gruber, Y. Hirabayashi, M. Jackson, A. Kääb, S. Kang, S. Kutuzov, A. Milner, U. Molau, S. Morin, B. Orlove and H. Steltzer. http://report.ipcc.ch/srocc/pdf/SROCC_FinalDraft_Chapter2.pdf.

Jenk T.M., Szidat S., Bolius D., Sigl M., Gäggeler H.W., Wacker L., Ruff M., Barbante C., Boutron C.F., Schwikowski M. A novel radiocarbon dating technique

applied to an ice core from the Alps indicating late Pleistocene ages // *J. Geophys. Res. — Atmos.* 2009. V. 114. D 14305. doi:10.1029/2009JD011860.

Jenk T.M., Szidat S., Schwikowski M., Gäggeler H.W., Brütsch S., Wacker L., Synal H.-A., Saurer M. Radiocarbon analysis in an Alpine ice core: record of anthropogenic and biogenic contributions to carbonaceous aerosols in the past (1650–1940) // *Atmos. Chem. Phys.* 2006. V. 6 (12). P. 5381–5390. doi:10.5194/acp-6-5381-2006.

Johnsen S.J. Stable isotope homogenization of polar firn and ice // *IAHS publ.* 1977. V. 183. P. 210–219.

Johnsen S.J., Clausen H.B., Dansgaard W., Gundestrup N., Hammer C.U., Andersen U., Andersen K.K., Hvidberg C.S., Dahl-Jensen D., Steffensen J.P., Shoji H., Sveinbjörnsdóttir A.E., White J., Jouzel J., Fisher D. The $\delta^{18}\text{O}$ record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic variability // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 26397–26410.

Johnsen S.J., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Steffensen J.P., Clausen H.B., Miller H., Masson-Delmotte V., Sveinbjörnsdóttir A.E., White J. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP // *Journ. Quat. Sci.* 2001. V. 16 (4). P. 299–307. doi.org/10.1002/jqs.622.

Judith J., Doorschot J., Lehning M., Vrouwe A. Field measurements of snow-drift threshold and mass fluxes, and related model simulations // *Boundary-Layer Meteorology.* 2004. doi:10.1007/s10546-004-8659-z.

Kapitsa V., Shahgedanova M., Machguth H., Severskiy I., Medeu A. Assessment of evolution and risks of glacier lake outbursts in the Dzungarskiy Alatau, Central Asia, using Landsat imagery and glacier bed topography modelling // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2017. V. 17. P. 1837–1856. doi:10.5194/nhess-17-1837-2017.

Kaspari S., Mayewski P.A., Handley M., Kang S., Hou S., Sneed S., Maasch K., Qin D. A High-Resolution Record of Atmospheric Dust Composition and Variability since a.d. 1650 from a Mount Everest Ice Core // *J. Clim.* 2009. V. 22 (14). P. 3910–3925. doi:10.1175/2009JCLI2518.1.

Kaspari S.D., Schwikowski M., Gysel M., Flanner M.G., Kang S., Hou S., Mayewski P.A. Recent increase in black carbon concentrations from a Mt. Everest ice core spanning 1860–2000AD // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. L04703. doi:10.1029/2010gl046096.

Kawamura K., Izawa Y., Mochida M., Shiraiwa T. Ice core records of biomass burning tracers (levoglucosan and dehydroabietic, vanillic and p-hydroxybenzoic acids) and total organic carbon for past 300 years in the Kamchatka Peninsula, Northeast Asia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2012. V. 99. P. 317–329, doi:10.1016/j.gca.2012.08.006.

Kehrwald N., Zangrando R., Gabrielli P., Jaffrezo J.L., Boutron C., Barbante C., Gambaro A. Levoglucosan as a specific marker of fire events in Greenland

snow // *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*. 2012. V. 64 (1). P. 18196. doi: 10.3402/tellusb.v64i0.18196.

Khairedinova A., Kutuzov S., Mikhaleiko V., Korost D., Khomyak A. Employing X-Ray computed tomography for the analysis of intact ice core // *Лед и снег*. 2019. В печати.

Khromova T., Nosenko G., Nikitin S., Muraviev A., Popova V., Chernova L. et al. Changes in the mountain glaciers of continental Russia during the twentieth to twenty-first centuries // *Reg. Environ. Change*. 2019. V. 19. P. 1229–1247. doi:10.1007/s10113–018–1446-z.

Kistler R., Collins W., Saha S., White G., Woollen J., Kalnay E., Chelliah M., Ebisuzaki W., Kanamitsu M., Kousky V., van den Dool H., Jenne R., Fiorino M. The NCEP–NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2001. V. 82 (2). P. 247–267. doi:10.1175/1520–0477(2001)082<0247: TNNYRM>2.3.CO;2.

Klemp J.B., Lilly D.K. The dynamics of wave-induced downslope winds // *Journal of Atmospheric Science*. 1975. V. 32. P. 320–339.

Knippertz P., Stuut J.B.W. Mineral dust: A key player in the earth system, *Miner. Dust A Key Play* // *Earth Syst.* 2014. P. 1–509. doi:10.1007/978–94–017–8978–3.

Koçak M., Theodosi C., Zampas P., Séguret M.J. M., Herut B., Kallos G., Mihalopoulos N., Kubilay N., Nimmo M. Influence of mineral dust transport on the chemical composition and physical properties of the Eastern Mediterranean aerosol // *Atmos. Environ* 2012. V. 57. P. 266–277. doi:10.1016/j.atmosenv.2012.04.006.

Konosuke S., Kouichi N., Norikazu M., Tadashi K. Measurements of snow mass flux and transport rate at different particle diameters in drifting snow // *Cold Regions Science and Technology*. 1988. V. 27. P. 83–89.

Kozachek A., Mikhaleiko V., Masson-Delmotte V., Ekaykin A., Ginot P., Kutuzov S., Legrand M., Lipenkov V., Preunkert S. Large-scale drivers of Caucasus climate variability in meteorological records and Mt El'brus ice cores // *Climate of the Past*. 2017. V. 13(5). P. 473–489. doi:10.5194/cp-13–473–2017.

Krivoruchko K. Empirical Bayesian Kriging Implemented in ArcGIS // *Geostatistical Analyst. ArcUser*, 2012. P. 6–10.

Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D. Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017 // *Frontiers in Earth Science*. 2019a. V. 7 (153). P. 1–16. doi:10.3389/feart.2019.00153.

Kutuzov S., Legrand M., Preunkert S., Ginot P., Mikhaleiko V., Shukurov K., Poliukhov A., Toropov P. The Elbrus (Caucasus, Russia) ice core record – Part2: history of desert dust deposition // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2019b. V. 19. P. 14133–14148. doi:10.5194/acp-19–14133–2019.

Kutuzov S., Shahgedanova M., Mikhaleiko V., Ginot P., Lavrentiev I., Kemp S. High-resolution provenance of desert dust deposited on Mt. Elbrus, Caucasus

in 2009–2012 using snow pit and firn core records // *The Cryosphere*. 2013. V. 7 (5). P. 1481–1498. doi:10.5194/tc-7–1481–2013.

Kutuzov S.S., Mikhaleiko V.N., Grachev A.M., Ginot G., Lavrentiev I.I., Kozachek A.V., Krupskaya V.V., Ekaykin A.A., Tielidze L.G., Toropov P.A. First geophysical and shallow ice core investigation of the Kazbek plateau glacier, Caucasus Mountains // *Environmental Earth Sciences*. 2016. V. 75. P. 1488. doi:10.1007/s12665–016–6295–9.

Lanz V.A., Prévôt A.S.H., Alfarra M.R., Weimer S., Mohr C., DeCarlo P.F., Gianini M.F.D., Hueglin C., Schneider J., Favez O., D'Anna B., George C., Baltensperger U. Characterization of aerosol chemical composition with aerosol mass spectrometry in Central Europe: an overview // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2010. V. 10 (21). P. 10453–10471. doi:10.5194/acp-10–10453–2010.

Lapazaran J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates II: Errors in digital elevation models of ice thickness // *J. Glaciol.* 2016b. V. 62. P. 1021–1029. doi:10.1017/jog.2016.94.

Lapazaran J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates I: ground-penetrating radar measurement errors // *J. Glaciol.* 2016a. V. 62. P. 1008–1020. doi:10.1017/jog.2016.93.

Lavanchy V.M. H., Gäggeler H. W., Schotterer U., Schwikowski M., Baltensperger U. Historical record of carbonaceous particle concentrations from a European high-alpine glacier (Colle Gnifetti, Switzerland) // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1999. V. 104 (D 17). P. 21227–21236.

Legrand M. Chemistry of Antarctic snow and ice // *Le J. Phys. Colloq.* 1987. V. 48 (C 1). P. C 1–77–C 1–86. doi:10.1051/jphyscol:1987111.

Legrand M., Mayewski P. Glaciochemistry of polar ice cores: A review // *Rev. Geophys.* 1997. V. 35 (3). P. 219–243. doi:10.1029/96RG03527.

Legrand M., McConnell J. R., Preunkert S., Arienzo M., Chellman N., Gleason K., Sherwen T., Evans M.J., Carpenter L.J. Alpine ice evidence of a three-fold increase in atmospheric iodine deposition since 1950 in Europe due to increasing oceanic emissions // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2018. V. 115 (48). P. 12136–12141. doi:10.1073/pnas.1809867115.

Legrand M., Preunkert S., Jourdain B., Guilhermet J., Faïn X., Alekhina I., Petit J.R. Water-soluble organic carbon in snow and ice deposited at Alpine, Greenland, and Antarctic sites: a critical review of available data and their atmospheric relevance // *Clim. Past*. 2013. V. 9. P. 2195–2211. doi:10.5194/cp-9–2195–2013.

Legrand M., Preunkert S., Oliveira T., Pio C.A., Hammer S., Gelencsér A., Kasper-Giebl A., Laj P. Origin of C2 – C5 dicarboxylic acids in the European atmosphere inferred from year-round aerosol study conducted at a west-east transect // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112 (D 23). P. D 23S 07. doi:10.1029/2006JD 008019.

Li L., Sokolik I.N. Analysis of dust aerosol retrievals using satellite data in Central Asia // Atmosphere (Basel). 2018. V. 9 (8). doi:10.3390/atmos9080288.

Ligtenberg S.R.M., Helsen M.M., van den Broeke M.R. An improved semi-empirical model for the densification of Antarctic firn // The Cryosphere. 2011. V. 5. P. 809–819. doi:10.5194/tc-5–809–2011.

Lim S., Faïn X., Ginot P., Mikhaleiko V., Kutuzov S., Paris J.D., Kozachek A., Laj P. Black carbon variability since preindustrial times in Eastern part of Europe reconstructed from Mt Elbrus, Caucasus, ice cores // Atmospheric Chemistry and Physics. 2017. V. 17. P. 3489–3505.

Linsbauer A., Frey H., Haerberli W., Machguth H., Azam M.F., Allen S. Modelling glacier-bed overdeepenings and possible future lakes for the glaciers in the Himalaya-Karakoram region // Annals of Glaciology. 2016. V. 57. P. 119–130. doi:10.3189/2016AoG71A627.

Long R. R. Some aspects of the flow of stratified fluids: II. Experiments with a two-fluid system // Tellus. 1954. V. 6. P. 97–115.

Lorenz D.J., DeWeaver E. T. Tropopause height and zonal wind response to global warming in the IPCC scenario integrations // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2007. V. 112. P. D10119. doi:10.1029/2006JD008087.

Lu J., Vecchi G.A., Reichler T. Expansion of the Hadley cell under global warming // Geophysical Research Letters. 2007. V. 34. P. L06805. doi:10.1029/2006GL028443.

MacAyeal D. R., Firestone J., Waddington E. Paleothermometry by control methods // Journal of Glaciology. 1991. V. 37 (127). P. 326–338. doi:https://doi/10.3189/S0022143000005761.

MacDougall A. H., Flowers G.E. Spatial and temporal transferability of a distributed energy-balance glacier melt-model // J. Clim. 2011. V. 24 (5). P. 1480–1498.

Maeno N., Ebinuma T. Pressure sintering of ice and its implication to the densification of snow at polar glaciers and ice sheets // J. Phys. Chem. 1983. V. 87. P. 4103–4110. doi:10.1021/j100244a023.

Magnússon E. Volume changes of Vatnajökull ice cap, Iceland, due to surface mass balance, ice flow, and subglacial melting at geothermal areas // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32(L05504). doi:10.1029/2004GL021615.

Mahowald N.M., Ballantine J.A., Feddema J., Ramankutty N. Global trends in visibility: implications for dust sources // Atmos. Chem. Phys. Discuss. 2007. V. 7 (1). P. 3013–3071. doi:10.5194/acpd-7–3013–2007.

Mahowald N.M., Kloster S., Engelstaedter S., Moore J.K., Mukhopadhyay S., McConnell J. R., Albani S., Doney S.C., Bhattacharya A., Curran M.A.J., Flanner M.G., Hoffman F.M., Lawrence D.M., Lindsay K., Mayewski P.A., Neff J., Rothenberg D., Thomas E., Thornton P.E., Zender C.S. Observed 20th century desert dust variability: Impact on climate and biogeochemistry // Atmos.

Chem. Phys. 2010. V. 10 (22). P. 10875–10893. doi:10.5194/acp-10–10875–2010.

Marti R., Gascoïn S., Berthier E., de Pinel M., Houet T., Laffly D. Mapping snow depth in open alpine terrain from stereo satellite imagery // The Cryosph., 2016. V. 10 (4). P. 1361–1380. doi:10.5194/tc-10–1361–2016.

Martín-Español A., Vasilenko E.V., Navarro F.J., Otero J., Lapazarán J.J., Lavrentiev I., Macheret Y.Y., Machío O. Radio-echo sounding and ice volume estimates of western Nordenskiöld Land glaciers, Svalbard // Annals of Glaciology. 2013. V. 54 (64). P. 211–217. doi:10.3189/2013AoG64A109.

Martos Y.M., Catalán M., Jordan T.A., Golynsky A., Golynsky D., Eagles G., Vaughan D. G. Heat flux distribution of Antarctica unveiled // Geophysical Research Letters. 2017. V. 44 (22). P. 11,417–11,426. doi:10.1002/2017GL075609.

Masson-Delmotte V., Steen-Larsen H. C., Ortega P., Swingedouw D., Popp T., Vinther B.M., Oerter H., Sveinbjornsdottir A.E., Gudlaugsdottir H., Box J., Falourd S., Fettweis X., Gallée H., Garnier E., Gkinis V., Jouzel J., Landais A., Minster B., Paradis N., Orsi A., Risi C., Werner M., White J. W. C. Recent change in north-west Greenland climate documented by NEEM shallow ice core data and simulations, and implications for past-temperature reconstructions // Cryosphere. 2015. V. 9. P. 1481–1504. doi:10.5194/tc-9–1481–2015.

McConnell J. R., Edwards R., Kok G.L., Flanner M.G., Zender C.S., Saltzman E.S., Banta J.R., Pasteris D.R., Carter M.M., Kahl J.D. W. 20th-century industrial black carbon emissions altered arctic climate forcing // Science. 2007. V. 317. P. 1381–1384. doi:10.1126/science.1144856.

Meehl G.A., Covey C., Delworth T., Latif M., McAvaney B., Mitchell J.F. B., Stouffer R.J., Taylor K.E. The WCRP CMIP3 multimodel dataset: a new era in climate change research // Bulletin of the American Meteorological Society. 2007. V. 88 (9). P. 1383–1394.

Middleton N.J. Desert dust hazards: A global review // Aeolian Res. 2017. V. 24. P. 53–63. doi:10.1016/j.aeolia.2016.12.001.

Mikhaleiko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia // The Cryosphere. 2015. V. 9. P. 2253–2270. doi:10.5194/tc-9–2253–2015.

Millard A.R. Conventions for Reporting Radiocarbon Determinations // Radiocarbon. 2014. V. 56 (02). P. 555–559. doi:10.1017/S0033822200049596.

Min S.K., Zhang X., Zwiers F.W., Hegerl G. C. Human contribution to more intense precipitation extremes // Nature. 2011. V. 470 (7334). P. 378–381.

Mölg T., Cullen N.J., Hardy D.R., Kaser G., Klok L. Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate // Int. Journ. Climatol. 2008. V. 28. P. 881–892. doi:10.1002/joc.1589.

Mölg T., Hardy D.R. Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro // Journ. Geophys. Research. 2004. V. 109. D 16104. doi:10.1029/2003JD004338.

Müller K. Die Lebermoose Europas (Musci hepatici). Lfg. 1–9 // Rabenhorsts Kryptogamen Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz. 3 Aufl. Bd. 6. Leipzig, 1951–1958. 1365 p.

Müller M.D., Scherer D. A grid-and subgrid-scale radiation parameterization of topographic effects for mesoscale weather forecast models // Monthly weather review. 2005. V. 133 (6). P. 1431–1442.

Navarro F., Eisen O. Ground-penetrating radar in glaciological applications // Remote Sensing of Glaciers, Taylor & Francis. 2009. P. 195–229.

North Greenland Ice Core Project members. High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // Nature. 2004. V. 2805. P. 1–5.

Nuth C., Kääb A. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change // The Cryosphere. 2011. V. 5. P. 271–290. doi:10.5194/tc-5-271-2011.

Oerlemans J. The Microclimate of Valley Glaciers. Utrecht University Press, Netherlands, 2010. 138 p.

Ohmura A. Physical basis for the temperature-based melt-index method // Journal of Applied Meteorology. 2001. Vol. 40. P. 753–761.

Olivier S., Blase C., Brütsch S., Frolova N., Gäggeler H. W., Henderson K.A., Palmer A.S., Papina T., Schwikowski M. Temporal variations of mineral dust, biogenic tracers, and anthropogenic species during the past two centuries from Belukha ice core, Siberian Altai // J. Geophys. Res. 2006. V. 111 (D5). P. D05309. doi:10.1029/2005JD005830.

Osterberg E., Mayewski P., Kreutz K., Fisher D., Handley M., Sneed S., Zdanowicz C., Zheng J., Demuth M., Waskiewicz M., Bourgeois, J. Ice core record of rising lead pollution in the North Pacific atmosphere // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35 (5). P. L05810. doi:10.1029/2007GL032680.

Paul F., Barrand N.E., Baumann S., Berthier E., Bolch T., Casey K. et al. On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data // Ann. Glaciol. 2013. V. 54. P. 171–182. doi:10.3189/2013AoG63A296.

Pepin N., Bradley R.S., Diaz H.F., Baraer M., Caceres E.B., Forsythe N., Fowler H., Greenwood G., Hashmi M.Z., Liu X.D., Miller J.R., Ning L., Ohmura A., Palazzi E., Rangwala I., Schöner W., Severskiy I., Shahgedanova M., Wang M.B., Williamson S.N., Yang D.Q. Elevation-dependent warming in mountain regions of the world // Nature Climate Change. 2015. V. 5 (5). P. 424–430. doi:10.1038/nclimate2563.

Perov V., Chernomorets S., Budarina O., Savernyuk E., Leontyeva T. Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events // Natural Hazards. 2017. V. 88. P. 199–235. doi:10.1007/s11069-017-2841-3.

Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // Nature. 1999. V. 399. P. 429–436. doi:10.1038/20859.

Petrakov D., Shpuntova A., Aleinikov A., Kääb A., Kutuzov S., Lavrentiev I. et al. Accelerated glacier shrinkage in the Ak-Shyirak massif, Inner Tien Shan, during 2003–2013 // Sci. Total Environ. 2016. V. 562. P. 364–378. doi:10.1016/j.scitotenv.2016.03.162.

Petrakov D.A., Tutubalina O.V., Aleinikov A.A., Chernomorets S.S., Evans S.G., Kidyaeva V.M., Krylenko I.N., Norin S.V., Shakhmina M.S., Seynova I.B. Monitoring of bashkara glacier lakes (central caucasus, russia) and modelling of their potential outburst // Natural Hazards. 2012. V. 61 (3). P. 1293–1316. doi:10.1007/s11069-011-9983-5.

Pfeffer W.T., Arendt A.A., Randolph Consortium. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers // Journal of glaciology. 2014. V. 60 (221). P. 537–552.

Philipona R. Greenhouse warming and solar brightening in and around the Alps // Int. Journ. Climatology. 2013. V. 33. P. 1530–1537. doi:10.1002/joc.3531.

Poggi A. Heat balance in the ablation area of the Ampere Glacier (Kergelen islands) // Journal of Applied Meteorology. 1977. Vol. 16. P. 48–55.

Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global data set // Review of Geophysics. 1993. V. 31 (3). P. 267–280. doi:10.1029/93RG01249.

Popovnin V.V. Annual mass-balance series of a temperate glacier in the Caucasus, reconstructed from an ice core // Geogr. Annaler. 1999. V. 81A. P. 713–724.

Potemkin A.D., Doroshina G. Ya., Mikhailenko V.N. Liverworts and mosses at the top of Elbrus (Caucasus) and bryophytes near limits of their altitudinal distribution // Новости систематики низших растений. 2018. Т. 52 (1). С. 183–193.

Preunkert S., Legrand M. Towards a quasi-complete reconstruction of past atmospheric aerosol load and composition (organic and inorganic) over Europe since 1920 inferred from Alpine ice cores // Clim. Past. 2013. V. 9 (4). P. 1403–1416. doi:10.5194/cp-9-1403-2013.

Preunkert S., Legrand M., Kutuzov S., Ginot P., Mikhailenko V., Freidrich R. The Elbrus (Caucasus, Russia) ice core record – Part 1: reconstruction of past anthropogenic sulfur emissions in south-eastern Europe // Atmospheric Chemistry and Physics. 2019. V.19. P. 14119–14132. doi:10.5194/acp-19-14119-2019

Preunkert S., Legrand M., Wagenbach D. Sulfate trends in a Col du Dôme (French Alps) ice core: A record of anthropogenic sulfate levels in the European midtroposphere over the twentieth century // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2001. V. 106 (D23). P. 31991–32004. doi:10.1029/2001JD000792.

Preunkert S., Wagenbach D., Legrand M., Vincent C. Col du Dôme (Mt Blanc Massif, French Alps) suitability for ice-core studies in relation with past atmospheric chemistry over Europe // *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology.* 2000. V. 52(3). P. 993–1012. doi:10.3402/tellusb.v52i3.17081.

Prospero J., Ginoux M.P., Torres O., Nicholson S.E., Gill T.E. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the NIMBUS7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product // *Rev. Geophys.* 2002. V. 40 (1). P. 1–31. doi:10.1029/2000RG000095.

Pu B., Ginoux P. The impact of the Pacific Decadal Oscillation on spring-time dust activity in Syria // *Atmos. Chem. Phys.* 2016. V. 16 (13). P. 431–13. doi:10.5194/acp-16-13431-2016.

Rets E.P., Popovnin V.V., Toropov P.A., Smirnov A.M., Tokarev I.V., Chizhova J.N., Budantseva N.A., Vasil'chuk Y. K., Kireeva M.B., Ekaykin A.A., Veres A.N., Aleynikov A.A., Frolova N.L., Tsyplenkov A.S., Poliukhov A.A., Chalov S.R., Aleshina M.A., Kornilova E.D. Djankuat glacier station in the North Caucasus, Russia: a database of glaciological, hydrological, and meteorological observations and stable isotope sampling results during 2007–2017 // *Earth Syst. Sci. Data.* 2019. V. 11. P. 1463–1481. doi:10.5194/essd-11-1463-2019.

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. V. 55 (192). P. 666–680.

Ruth U., Wagenbach D., Steffensen J.P., Bigler M. Continuous record of microparticle concentration and size distribution in the central Greenland NGRIP ice core during the last glacial period // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108 (D3). P. 4098. doi:10.1029/2002JD002376.

Rutishauser A., Maurer H., Bauder A. Helicopter-borne ground-penetrating radar investigations on temperate alpine glaciers: A comparison of different systems and their abilities for bedrock mapping // *Geophysics.* 2016. V. 81. WA119-WA129. doi:10.1190/geo2015-0144.1.

Salamatin A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V. Ya. Modelling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica // *МГУ.* 2004. Т. 97. С. 24–34.

Salamatin A.N., Lipenkov V. Ya., Barnola J.-M., Hori A., Duval P., Hondoh T. Snow/firn densification in polar ice sheets, in: *Physics of Ice Core Records II: Papers collected after the 2nd International Workshop on Physics of Ice Core Records*, held in Sapporo, Japan, 2–6 February 2007 (Low Temperature Sci-

ence; 68 (Suppl.)), edited by: Hondoh T. Sapporo, Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, 2009. P. 195–222.

Salamatin A.N., Murav'yev Y. D., Shiraiwa T., Matsuoka K. Modelling dynamics of glaciers in volcanic craters // *J. Glaciol.* 2000. V. 46. P. 177–187. doi:10.3189/172756500781832990.

Salamatin A.N., Shiraiwa T., Muravyev Y.D., Kameda T., Silantiyeva E., Ziganshin M. Dynamics and borehole temperature memory of Gorshkov Ice Cap on the summit of Ushkovsky Volcano, Kamchka Peninsula, Proceedings of the International Symposium on the Atmosphere – Ocean – Cryosphere Interaction in the Sea of Okhotsk and the Surrounding Environments held at Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan, 12–15 December 2000, 120–121. 2001.

Schroeder D.M., Blankenship D.D., Young D.A., Quartini E. Evidence for elevated and spatially varied geothermal flux beneath the Western Antarctic Ice Sheet // *PNAS.* 2014. V. 111 (25). P. 9070–9072. doi:10.1073/pnas.1405184111.

Schwikowski M. Paleoenvironmental reconstruction from Alpine ice cores // *PAGES news.* 2006. V. 14 (1). P. 16–18. doi:10.22498/pages.14.1.16.

Schwikowski M., Barbante C., Doering T., Gaeggeler H. W., Boutron C., Schotterer U., Tobler L., Van de Velde K., Ferrari C., Cozzi G., Rosman K., Cescon P. Post-17th-Century Changes of European Lead Emissions Recorded in High-Altitude Alpine Snow and Ice // *Environ. Sci. Technol.* 2004. V. 38 (4). P. 957–964. doi:10.1021/es034715o.

Seager R., Ting M., Held I., Kushnir Y., Lu J., Vecchi G., Huang H.P., Harnik N., Leetmaa A., Lau N.C., Li C., Velez J., Naik N. Model projections of an imminent transition to a more arid climate in southwestern North America // *Science.* 2007. V. 316 (5828). P. 1181–1184.

Shahgedanova M., Kutuzov S., White K.H., Nosenko G. Using the significant dust deposition event on the glaciers of Mt.-Elbrus, Caucasus Mountains, Russia on 5 May 2009 to develop a method for dating and “provenancing” of desert dust events recorded in snow pack // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V. 13 (4). P. 1797–1808. doi:10.5194/acp-13-1797-2013.

Shahgedanova M., Nosenko G., Kutuzov S., Rototaeva O., Khromova T. Deglaciation of the Caucasus Mountains, Russia/Georgia, in the 21st century observed with ASTER satellite imagery and aerial photography // *Cryosphere.* 2014. Vol. 8. No. 6. P. 2367–2379. doi:10.5194/tc-8-2367-2014.

Shahgedanova M., Popovnin V., Aleynikov A., Petrakov D., Stokes C.R. Long-term change, interannual and intra-seasonal variability in climate and glacier mass balance in the central Greater Caucasus, Russia // *Ann. Glaciol.* 2007. V. 46. P. 355–361. doi:10.3189/172756407782871323.

Shean D.E., Alexandrov O., Moratto Z.M., Smith B.E., Joughin I.R., Porter C. et al. An automated, open-source pipeline for mass production of digital elevation models (DEMs) from very-high-resolution commercial stereo satellite imagery // ISPRS J. Photogramm. Remote Sens. 2016. V. 116. P. 101–117. doi:10.1016/j.isprsjprs.2016.03.012.

Sherwood S.C., Meyer C.L., Allen R.J., Titchner H.A. Robust tropospheric warming revealed by iteratively homogenized radiosonde data // Journal of Climate. 2008. V. 21 (20). P. 5336–5350. doi:10.1175/2008JCLI2320.1.

Shestakova A.A., Moiseenko K.B., Toropov P.A. Hydraulic and Wave Aspects of Novorossiysk Bora // Pure and Applied Geophysics. 2018, P. 1–17. doi https://link.springer.com/article/10.1007%2Fs00024-018-1802-4.

Smith S.J., van Aardenne J., Klimont Z., Andres R.J., Volke A., Delgado Arias S. Anthropogenic sulfur dioxide emissions: 1850–2005 // Atmos. Chem. Phys. 2011. V. 11 (3). P. 1101–1116. doi:10.5194/acp-11-1101-2011.

Sodemann H., Palmer A.S., Schwierz C., Schwikowski M., Wernli H. The transport history of two Saharan dust events archived in an Alpine ice core // Atmos. Chem. Phys. 2006. V. 6 (3). P. 667–688. doi:10.5194/acp-6-667-2006.

Sokolik I.N., Toon O.B. Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols // Nature. 1996. V. 381. P. 681–683.

Solomina O., Bushueva I., Dolgova E., Jomelli V., Alexandrin M., Mikhaleko V., Matskovsky V. Glacier variations and high resolution paleoclimatic reconstructions in the Northern Caucasus in the past 500 years // Global and Planetary Change. 2016. V. 140. P. 28–58. doi:10.1016/j.gloplacha.2016.02.008.

Stanelle T., Bey I., Raddatz T., Reick C., Tegen I. Anthropogenically induced changes in twentieth century mineral dust burden and the associated impact on radiative forcing // J. Geophys. Res. Atmos. 2014. V. 119 (23). P. 13526–13546. doi:10.1002/2014JD022062.

Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D., Stunder B.J. B., Cohen M.D., Ngan F. NOAA's Hysplit atmospheric transport and dispersion modeling system // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2015. V. 96 (12). P. 2059–2077. doi:10.1175/BAMS-D-14-00110.1.

Stohl A., Thomson D.J. A density correction for lagrangian particle dispersion models // Bound. Lay. Meteorol. 1999. V. 90. P. 155–167. doi:10.1023/A:1001741110696.

Takeuchi N., Takahashi A., Uetake J., Yamazaki T., Aizen V.B., Joswiak D., Surazakov A., Nikitin S. A report on ice core drilling on the western plateau of Mt. Belukha in the Russian Altai Mountains in 2003 // Polar Meteorology and Glaciology. 2004. V. 18. P. 121–133.

Takeuchi Y., Naruse R., Satow K., Ishikawa N. Comparison of heat balance characteristics at five glaciers in southern hemisphere // Global and Planetary Change. 1999. V. 22. P. 201–208.

Tarasova T.A., Fomin B.A. The use of new parameterizations for gaseous absorption in the CLIRAD-SW solar radiation code for models // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2007. V. 24. № 6. P. 1157–1162.

Tashilova A., Ashabokov B., Kesheva L., Teunova N. Analysis of climate change in the caucasus region: end of the 20th-beginning of the 21st century // Climate. 2019. V. 7 (11). doi:10.3390/cli7010011.

Thevenon F., Anselmetti F.S., Bernasconi S.M., Schwikowski M. Mineral dust and elemental black carbon records from an Alpine ice core (Colle Gnifetti glacier) over the last millennium // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. D17102. doi:10.1029/2008jd011490.

Tielidze L.G., Wheate R.D. The Greater Caucasus Glacier Inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan) // The Cryosphere. 2018. V. 12. P. 81–94. https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018.

Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th – 21st century // International Journal of Climatology. 2019. Vol. 39. P. 4703–4720.

Tsyro S., Simpson D., Tarrason L., Klimont Z., Kupiainen K., Pio C., Yttri K.E. Modeling of elemental carbon over Europe // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. D23S19. doi:10.1029/2006JD008164.

Usher C.R., Michel A.E., Grassian V.H. Reactions on Mineral Dust // Chem. Rev. 2003. V. 103 (12). P. 4883–4940. doi:10.1021/cr020657y.

Vasil'chuk Y., Chizhova J., Frolova N., Budantseva N., Kireeva M., Oleynikov A., Tokarev I., Rets E., Vasil'chuk A. The altitudinal isotope effect in snow on the Elbrus Mountain, Central Caucasus // Geography, Environment, Sustainability. 2019. doi:10.24057/2071-9388-201822.

Vasilenko E.V., Machio F., Lapazaran J.J., Navarro F.J., Frolovskiy K. A compact lightweight multipurpose ground-penetrating radar for glaciological applications // Journal of Glaciology. 2011. Vol. 57 (206). P. 1113–1118. doi:10.3189/002214311798843430.

Vaughan D., Comiso J., Allison I., Carrasco J., Kaser G., Kwok R. et al. Observations: Cryosphere, in Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, eds. T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, S. K. M. Tignor, J. Allen, A. Boschung, et al. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2013. P. 317–382.

Vicente-Serrano S.M., Beguería S., López-Moreno J.I. A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index // J. Clim. 2010. V. 23 (7). P. 1696–1718. doi:10.1175/2009JCLI2909.1.

Vincent C., Fischer A., Mayer C., Bauder A., Galos S.P., Funk M. et al. Common climatic signal from glaciers in the European Alps over the last 50 years // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 44. P. 1376–1383. doi:10.1002/2016GL072094.

Vincent C., Gilbert A., Jourdain B., Piard L., Ginot P., Mikhalenko V., Posenti P., Le Meur E., Laarman O., Six D. Strong changes in englacial temperatures despite insignificant changes in ice thickness at Dôme du Goûter glacier (Mont-Blanc area) // *The Cryosphere. Discussions*. 2019. doi:10.5194/tc-2019-158.

Vuille M., Bradley R. Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. P. 3885–3888. doi:10.1029/2000GL011871.

Wagenbach D., Bohleber P., Preunkert S. Cold, alpine ice bodies revisited: what may we learn from their impurity and isotope content? // *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.* 2012. V. 94 (2). P. 245–263. doi:10.1111/j.1468-0459.2012.00461.x.

Wagenbach D., Preunkert S., Schäfer J., Jung W., Tomadin L. Northward transport of Saharan dust recorded in a deep Alpine ice core // *The impact of desert dust across the Mediterranean*. Springer, Dordrecht, 1996. P. 291–300.

Wagnon P., Sicar J.-E., Berthier E., Chazarin J.-P. Wintertime high-altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level // *Journ. Geophys. Research*. 2003. V. 108 (D6), 4177. doi:10.1029/2002JD002088.

Wamser C., Lykosov V.N. On the friction velocity during blowing snow // *Contributions to Atmospheric Physics*. 1995. V. 68 (1). P. 85–94.

Wang P., Li Z., Wang W., Li H., Wu L., Huai B. *et al.* Comparison of changes in glacier area and thickness on the northern and southern slopes of Mt. Bogda, eastern Tianshan Mountains // *J. Appl. Geophys.* 2016. V. 132. P. 164–173. doi:10.1016/j.jappgeo.2016.07.009.

Wheler B.A., MacDougall A. H., Flowers G.E., Petersen E.I., Whitfield P.H., Kohfeld K.E. Effects of Temperature Forcing Provenance and Extrapolation on the Performance of an Empirical Glacier-Melt Model // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2014. V. 46 (2). P. 379–393.

Williams G.P. Circulation sensitivity to tropopause height // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2006. V. 63 (7). P. 1954–1961.

Yin J.H. A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32 (18). P. L18701. doi:10.1029/2005GL023684.

You Q., Kang S., Pepin N., Flügel W.-A., Yan Y., Behrawan H., Huang J. Relationship between temperature trend magnitude, elevation and mean temperature in the Tibetan Plateau from homogenized surface stations and reanalysis data // *Global Planet. Change*. 2010. V. 71. P. 124–133. doi:10.1016/j.gloplacha.2010.01.020.

Zagorodnov V., Nagornov O., Thompson L.G. Influence of air temperature on a glacier's active-layer temperature // *Annals of Glaciology*. 2006. V. 43. P. 285–291. doi:10.3189/172756406781812203.

Zekollari H., Huss M., Farinotti D. Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble // *The Cryosphere*. 2019. V. 13. P. 1125–1146. <https://doi.org/10.5194/tc-13-1125-2019>.

Zemp M., Huss M., Thibert E., Eckert N., McNabb R., Huber J. *et al.* Global glacier mass changes and their contributions to sea level rise from 1961 to 2016 // *Nature*. 2019. V. 568. P. 382–386. doi:10.1038/s41586-019-1071-0.

Zhou Y., Hu J., Li Z., Li J., Zhao R., Ding X. Quantifying glacier mass change and its contribution to lake growths in central Kunlun during 2000–2015 from multi-source remote sensing data // *J. Hydrol.* 2019. V. 570. P. 38–50. doi:10.1016/j.jhydrol.2019.01.007.



Михаленко Владимир Николаевич, доктор географических наук, ведущий научный сотрудник отдела гляциологии Института географии РАН. Область научных интересов включает различные аспекты гляциологии и палеоклиматологии, исследование ледяных кернов, историю науки. Участник многих научных проектов в различных горных системах мира, в Арктике и Антарктиде.

Vladimir Mikhailenko, Ph.D., Dr. Sci., Leading Research Scientist, Department of Glaciology, Institute of Geography, Russian Academy of Sciences. Areas of interests includes glaciology, paleoclimatology,

ice-core research, science history. Participated in many glaciological, paleoclimatological, and ice-core research projects in different mountain systems, Arctic, and Antarctic.

mikhailenko@igras.ru



Кутузов Станислав Сергеевич, кандидат географических наук, зав. отделом гляциологии Института географии РАН. Основные направления научной деятельности включают оценку пространственных изменений ледников дистанционными методами, палеоклиматические реконструкции, анализ ледяных кернов, анализ микрочастиц в ледяных ядрах, оценку переноса и отложения атмосферной пыли и её влияния на снежный покров и ледники, измерение баланса массы ледников, измерение и моделирование объема ледников.

Stanislav Kutuzov, Ph.D., Head of Dept. of Glaciology the Institute of Geography Russian Academy of Sciences. Areas of interest includes assessment of changes in spatial extent and surface elevation of glaciers using remote sensing; paleoclimate reconstructions; extraction and analysis of ice cores; analysis of mineral microparticles in ice cores; evaluation of dust impacts on glaciated environments; glacier ground-based geodetic surveys and mass balance and ground radio-echo sounding surveys for glacier thickness mapping.

kutuzov@igras.ru



Лаврентьев Иван Иванович, кандидат географических наук, старший научный сотрудник отдела гляциологии Института географии РАН. Участник многих гляциологических экспедиций в горы Кавказа, Тянь-Шаня, Тибета, Анд, а также на архипелаги Российской Арктики и Шпицберген. Сфера научных интересов: радиолокационное зондирование, внутреннее строение ледников, оледенение Арктики, оценка изменения ледников по данным дистанционных исследований, баланс массы ледников.

Ivan Lavrentiev, Ph.D., Senior Researcher, Department of Glaciology, Institute of Geography, Russian Academy of Sciences. Participated in many glaciological expeditions to the Caucasus, Tien Shan, Tibet, Andes, as well as to the archipelagos of the Russian Arctic and Svalbard. Research interests: radio-echo sounding, internal structure of glaciers, glaciation of the Arctic, remote sensing assessment of glacier changes, glacier mass balance.

lavrentiev@igras.ru



Торопов Павел Алексеевич, кандидат географических наук, доцент кафедры метеорологии и климатологии географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, ведущий научный сотрудник отдела гляциологии Института географии РАН, автор 60 научных публикаций, принимал участие в 30 научно-исследовательских проектах. Область научных интересов: горная метеорология, гляциоклиматология, мезометеорология, численное моделирование мезомасштабных явлений. Основные результаты научной деятельности связаны с оценкой компонент теплового баланса горных ледников, выявлением механизмов таяния горного оледенения в различных регионах, оценкой результатов численного моделирования опасных явлений погоды.

Pavel Toropov, Ph.D. (geography), Associate Professor at Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Leading Research Scientist, Glaciology Department of the Russian Academy of Sciences. Author of 60 scientific publications, participated in 30 research projects. Research area: mountain meteorology, glacio-climatology, mesometeorology, numerical simulation of mesoscale phenomena.

Pavel Toropov, Ph.D. (geography), Associate Professor at Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Leading Research Scientist, Glaciology Department of the Russian Academy of Sciences. Author of 60 scientific publications, participated in 30 research projects. Research area: mountain meteorology, glacio-climatology, mesometeorology, numerical simulation of mesoscale phenomena.

tormet@inbox.ru



Абрамов Андрей Андреевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории криологии почв Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН. Участник геокриологических и гляциологических экспедиций на Камчатке, Кавказе и Антарктике. Сфера научных интересов: геохимия мерзлых грунтов, горная мерзлота, антарктическая мерзлота, взаимодействие мерзлоты и климата, четвертичная геология.

Andrey Abramov, Ph.D. (geology), Senior Researcher, Laboratory of Soil Cryology of the Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science of the Russian Academy of Sciences. Participated in geocryological projects in Kamchatka, Caucasus, and Antarctica. Areas of interest includes geochemistry of frozen soil, mountain and Antarctic permafrost, quarternary geology.

forestpro@gmail.com



Алёшина Мария Александровна, младший научный сотрудник лаборатории климатологии Института географии РАН, основные направления научной деятельности — изменения климата, экстремальные погодные и климатические явления в России.

Maria Aleshina, Laboratory of Climatology of the Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, specialist in climate change research, extreme weather and climate events in Russia.

aleshina@igras.ru



Гагарина Людмила Владимировна, кандидат биологических наук, заместитель директора по научной работе Ботанического института им. В.Л. Комарова РАН. Специалист в области флоры и систематики лишайников.

Liudmila Gagarina, PhD, Deputy Director for Science of Komarov Botanical Institute of the Russian Academy of Sciences. Research field: flora and lichen taxonomy.

gagarinalv@binran.ru



Дорошина Галина Яковлевна, научный сотрудник лаборатории лишенологии и бриологии Ботанического института им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург. Специалист в области изучения флоры мхов. С 1988 года занимается изучением бриофлоры Кавказа и Европейской части России в том числе мониторинговыми исследованиями охраняемых территорий. Участвует в проекте «Флора мхов России», а также является региональным консультантом по Кавказу в рамках проекта. Опубликовано более 120 научных работ.

Galina Doroshina, researcher, Laboratory of Lichenology & Bryology, Komarov Botanical Institute of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia. Engaged in the study of moss flora. Since 1988, investigated bryophyte flora of the Caucasus and European part of Russia and takes part in monitoring of protected areas. Participates in the project “Moss flora of Russia”, also a regional consultant for the project (Caucasus). More than 120 publications.

marushka-le@mail.ru



Д-р Патрик Жино, инженер-исследователь Французского национального исследовательского института устойчивого развития (IRD) и Института наук о Земле в Гренобле (Франция).

Гляциолог, геохимик, специализируется на реконструкции прошлых климатических и экологических условий с использованием ледяных кернов, полученных на горных ледниках (Анды, Гималаи, Альпы). Был координатором и принимал участие в большинстве французских и международных проектов по бурению ледников в Южной Америке.

Его исследования включают наблюдения за колебаниями ледников, влияние антропогенной деятельности и связь между ледниками и атмосферой. С 2015 г. является одним из руководителей международной программы «Память ледников» (Ice Memory).

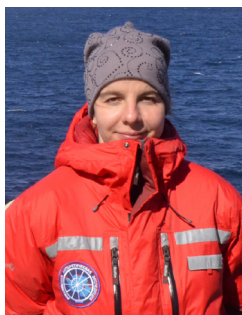
Patrick Ginot, Ph.D., is a research engineer at the French National Research Institute for Sustainable Development and at the Institute of Environmental Geosciences in Grenoble (France).

Glaciologist, geochemist, he specializes in the reconstruction of the past climate and environmental conditions using ice cores extracted from mountain glaciers (Andes, Himalaya, Alps). He coordinated and participated in the majority of French and international glacier drilling missions in the Andes and other

high-altitude sites. Monitoring and understanding the glacial retreat, the impact of anthropogenic activity and the link between glaciers and the atmosphere are at the center of his research. These results consolidate the understanding of hydrological cycles and the evolution of water resources.

In 1997, at Sajama in Bolivia, he met Vladimir Mikhalevko with whom, for more than 20 years now, he had become friends and shared many expeditions through the glaciers of the World. This cooperation between the IGRAS and IGE teams is taking shape with studies of ice cores from Elbrus and other Caucasian sites. Since its creation in 2015, he has coordinated with the various international partners the Ice Memory program, which includes the Elbrus operation in 2018.

patrick.ginot@ird.fr



Козачек Анна Владимировна, младший научный сотрудник лаборатории изменений климата и окружающей среды Арктического и Антарктического научно-исследовательского института. Специалист в области исследования изотопного состава ледяных кернов, воды, снега. Участник проектов по исследованию ледяного керна со станции Восток (Антарктида), подледникового озера Восток, Кругосветной Антарктической экспедиции (АСЕ).

Anna Kozachek, junior researcher, Climate and Environment Research Laboratory, Arctic and Antarctic Research Institute. Specialist in the field of the ice, snow and water isotopic composition. Participated in projects dedicated to studies of the Vostok ice core, subglacial lake Vostok, Antarctic Circumnavigation Expedition.

kozachek@aari.ru



Д-р Мишель Легран, старший научный сотрудник CNRS в Институте наук о Земле (Гренобль, Франция). Основные темы исследований: физика и химия атмосферы, биогеохимические циклы (сера, азот, органические вещества), аэрозоли, окислители атмосферы, химия снега и льда, использование ледяных кернов для восстановления атмосферы прошлого в Евразии, Гренландии и Антарктиде в разных временных масштабах. М. Легран имеет многолетний опыт изучения химии ледяных кернов и сделал несколько первых открытий в этой области науки. Является автором

нескольких фундаментальных работ по химии полярного льда и по органическим соединениям во льду. Координатор международных проектов, посвященных исследованиям атмосферы, химии аэрозолей и снегопадов в прибрежной части Антарктики, а также состоянию органического и неорганического аэрозоля в Европе.

Michel Legrand, Ph.D., CNRS senior scientist at the Institut des Géosciences de l'Environnement (Grenoble, France). Main research topics investigated: Understanding of Physics and Chemistry of the atmosphere, Biogeochemical Cycles (Sulfur, Nitrogen, organic matter), Aerosols, Atmospheric Oxidants, Chemistry of snow and ice, use of ice cores to reconstruct the past atmosphere in Eurasia, Greenland and Antarctica at various time scales. M. Legrand has a long-lasting experience in studying chemistry of ice cores and has realized several pioneer discoveries in this scientific field. He made the very first studies of methanesulfonate in Antarctic ice to reconstruct past dimethylsulfur emissions by the marine biota in the Southern Ocean. He also pioneered the use of carboxylic acids to trace back past biomass burning in Greenland ice. Based on its experience in this field, he wrote several review papers including one on the chemistry of polar ice for *Reviews of Geophysics* (1997) and one for *Climate of the Past* on organics in ice. More recently, he was working on non-polar ice cores including the Alps. Here he launched very innovative studies such as the one showing that the growth of tropospheric ozone related to anthropogenic NO_x emissions led to enhanced iodine emissions from the mid-latitude oceans. He is also contributing to the on-going studies of chemical signals recorded in the Caucasus ice cores.

He also coordinated international projects dedicated to atmospheric studies, a EU STEP project (1991–1993) on Coastal Antarctic aerosol and snowfall chemistry, and the EU CARBOSOL (Present and retrospective state of organic versus inorganic aerosol over Europe, 2001–2005). Since 1991 he is in charge of the French environmental observation service CESOA (Etude du cycle atmosphérique du Soufre en liaison avec le climat aux moyennes et hautes latitudes Sud) dedicated to the study of the sulfur cycle at middle and high southern latitudes.

michel.legrand@univ-grenoble-alpes.fr

Д-р Саян Лим, сотрудник факультета наук о Земле и окружающей среде Корейского университета в Сеуле. Проводила исследования негорючего углерода в ледниковом керне с Эльбруса. В настоящее время занимается изучением углеродистого и азотсодержащего аэрозоля в Восточной Азии.

Saehee Lim, Ph.D., My research field is measurements of aerosol composition and recently, I am particularly working on carbonaceous and



nitrogen aerosol in East Asia in the department of Earth and Environmental Sciences, Korea University, Seoul. I participated in reconstructing the mass concentration and size of refractory black carbon (rBC), an atmospheric particle emitted by combustion, preserved in Mt. Elbrus ice cores for the period 1825–2013. The unique and high-resolution record of rBC shows dramatic changes in anthropogenic black carbon (BC) emissions in Europe over the last ~190 years, and the rBC record should be greatly useful in better constraining European BC emissions.

saehee.lim@gmail.com



Нагорнов Олег Викторович, доктор физико-математических наук, профессор, заведующий кафедрой Высшей математики НИЯУ МИФИ, область научных интересов — палеотермометрия, математическое моделирование физических процессов.

Oleg Nagornov, Professor, Ph.D., Dr. Sci., head of Department of Mathematics at National Research Nuclear University MEPhI, research interests are paleothermometry, mathematical modeling of physical phenomena.

nagornov@yandex.ru



Носенко Геннадий Андреевич, кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник отдела гляциологии Института географии РАН, координатор Московского регионального центра (RC 16) международного проекта GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space).

Основные направления научной деятельности — динамика и баланс массы ледников высокогорных районов, гляциоклиматология, катастрофические процессы в нивально-гляциальной зоне, дистанционные методы исследований ледников и снежного покрова из космоса. Руководитель и участник российских

и международных научных проектов исследований ледников на Кавказе, Алтае, Камчатке, Полярном Урале, Памире, Тянь-Шане, Каракоруме и др.

Gennady Nosenko, Ph.D., Senior Research Scientist, Dept. of Glaciology, Institute of Geography, Russian Academy of Sciences. Coordinator of the Moscow Regional Center (RC 16) of the International GLIMS project (Global Land Ice Measurements from Space).

The main areas of scientific activity — dynamics and mass balance of mountains glaciers, glacioclimatology, catastrophic processes in the nival-glacial zone, remote sensing of glaciers and snow cover from space. Head and participant of Russian and International scientific projects of glacier research in the Caucasus, Altai, Kamchatka, the Polar Urals, Pamir, Tien Shan, Karakorum, etc.

gnosenko@gmail.com



Полохов Алексей Андреевич. Аспирант географического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова. Научные интересы связаны с атмосферным аэрозолем и моделированием радиационных процессов. Участник проекта консорциума COSMO «T2(RC)2»: Testing and Tuning of Revised Cloud Radiation Coupling, результатом которого было улучшение понимания влияния аэрозолей на прогноз погоды.

Aleksei Poliukhov, Ph.D. student at the Faculty of Geography of Moscow State University. His main research directions include atmospheric aerosols and radiation transfer in atmospheric models. Member of the project of consortium COSMO “T2(RC)2”: Testing and Tuning of Revised Cloud Radiation Coupling.

aeromsu@gmail.com



Потемкин Алексей Дмитриевич, доктор биологических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории лишенологии и бриологии Ботанического института им. В. Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург. Область интересов флора печеночников и антоцеротовых России, систематика печеночников, эволюция, филогения и классификация мохообразных. Участник проектов “Panarctic Flora”, «Печеночники и антоцеротовые России», “Bryophyte Flora of North America”, особое внимание уделяет исследованию флоры печеночников и антоцеротовых

и охране природы европейской части России. Автор около 300 научных работ.

Alexey Potemkin, Dr. Sci., Leading Research Scientist, Laboratory of Lichenology and Bryology, Komarov Botanical Institute of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia. Study in the liverwort and hornwort flora, systematics of liverworts. Special attention to evolution, phylogeny and classification of bryophytes, nature protection of European part of Russia and exploration of its territory. Major projects “Panarctic Flora”, “Liverworts and hornworts of Russia”, “Bryophyte Flora of North America”. About 300 publications.

Potemkin_alexey@binran.ru



Д-р Сюзан Пройнкерт, научный сотрудник CNRS в Институте наук о Земле, Гренобль, Франция. Основные темы исследований: химия атмосферы, использование ледяных кернов для реконструкции антропогенных воздействий на атмосферу в Евразии в прошлом в различных временных масштабах. Автор многочисленных исследований по химии аэрозольных частиц, растворенного органического углерода, внесла вклад в создание новой системы пробоподготовки для микро-14С датирования ледникового льда.

Susanne Preunkert, Ph.D., CNRS scientist at the Institut des Géosciences de l'Environnement, Grenoble, France. Main research topics investigated: Chemistry of the atmosphere, use of ice cores to reconstruct the past anthropogenic influence of the atmosphere in Eurasia at various time scales. Development of trace analysis (Dissolved Organic Carbon (DOC) and DO14C for ice core samples. S. Preunkert has a long-lasting experience in studying chemistry of ice cores and has realized several discoveries in this scientific field. To do so she made several developments as the construction of an automatic recorder for air/firn transfer studies of chemical aerosol species at remote glacier sites, the quantification of Dissolved Organic Carbon at very low levels in natural ice samples by a UV induced oxidation method, or very recently she contributed to new sample preparation system for micro-14C dating of glacier ice.

Among others this enabled the very innovative alpine study as the one showing the impact of anthropogenic pollution of lead and antimony during the antiquity. She is also contributing to the on-going studies of chemical signals recorded in the Caucasus ice cores.

She has also coordinated an ANR blanc project dedicated to atmospheric studies the oxidation capacity on Coastal and inland Antarctica (OPALE, Oxydant Production over Antarctic Land and Export).

suzanne.preunkert@univ-grenoble-alpes.fr



Рототаева Оксана Васильевна, кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник Института географии РАН.

Морфология, режим и динамика горных ледников и региональных ледниковых систем. Особенности массообмена оледенения Памира. Гляциальные процессы в районах вулканических массивов Эльбруса и Казбека. Причины и механизм Кармадонской катастрофы 2002 г. и многолетний мониторинг образования нового ледника Колка в современных условиях. 35-летний ряд исследований процессов формирования баланса массы ледника Гарабаша (Эльбрус) в связи с изменениями климата.

Oksana Rototaeva, Ph.D., Leading Research Scientist, Department of Glaciology, Institute of Geography, Russian Academy of Sciences. Areas of interest includes morphology, regime and dynamics of mountain glaciers and regional glacial systems, glaciological research at volcanic massifs of Elbrus and Kazbek, causes and mechanism of the Karmadon catastrophe in 2002 and many years of monitoring the formation of new Kolka glacier in recent conditions. A 35-year series of observations of the Garabashi (Elbrus) glacier mass balance in connection with climate change.

rototaeva@igras.ru



Смирнов Андрей Михайлович, младший научный сотрудник отдела гляциологии Института Географии РАН. Основное направление работы — расчет баланса массы горных ледников, сопутствующие гидрологические и метеорологические задачи, а также методические аспекты геоинформационного обеспечения балансовых исследований. Главные объекты изучения — ледники Джанкуат и Гарабаша (Центральный Кавказ) и ледник Актру (Алтай). Тематика научных проектов — мониторинг современного состояния ледников и реанализ балансовых рядов с использованием актуальных геоинформационных подходов.

Andrey Smirnov, Research Assistant, Department of Glaciology, Institute of Geography, Russian Academy of Sciences. Research area interests include calculation of the mass balance of mountain glaciers, related hydrological and meteorological tasks, as well as the methodological aspects of geoinformation support of mass-balance balance studies.

smirnov@igras.ru



Тарасов Денис Леонидович, магистрант кафедры метеорологии и климатологии географического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова. Область научных интересов — оценка потоков CO_2 в разных экосистемах и региональная климатология. Основные научные результаты связаны с оценкой метода сбалансированной идентификации для заполнения пропусков в рядах наблюдений за потоками CO_2 на сфагновом верховом болоте.

Denis Tarasov, student of magistracy, Department of Meteorology, Geography faculty of the Lomonosov Moscow State University. Research area: CO_2 fluxes in different ecosystems and regional climatology. The main scientific results are related to the assessment of a balanced identification method for filling gaps in the series of observations of CO_2 flows in a sphagnum bog.

tarasovdele@gmail.com



Тюфлин Сергей Александрович, ассистент кафедры Высшей математики НИЯУ МИФИ, область научных интересов — палеотермометрия, математическое моделирование физических процессов.

Sergey Tyufin, assistant professor at Department of Mathematics at National Research Nuclear University MEPHI, research interests are paleothermometry, mathematical modeling of physical phenomena.

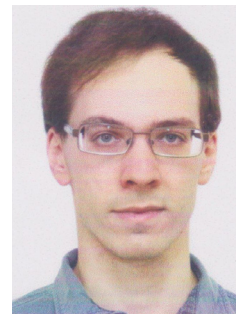
styufin@gmail.com



Хайрединова Александра Гаяровна, студент магистр Университета Гренобль Альпы. область научных интересов — геохимический состав ледниковых кернов.

Alexandra Khairedinova, Master student, University Grenoble Alpes, France. Main interests are geochemical composition of ice cores.

Khairaalex13@gmail.com



Черняков Глеб Анатольевич, кандидат физико-математических наук, научный сотрудник отдела гляциологии Института географии РАН. Основные темы научной работы: численное моделирование динамики ледников, геотермический метод реконструкции температур, статистический анализ данных палеоклиматических архивов. Участник ряда проектов РФФИ и РНФ.

Gleb Chernyakov, Ph.D., a scientific researcher at the Glaciology Department of the Institute of Geography, Russian Academy of Sciences. The main topics of research are numerical modelling of glacier dynamics, geothermal method of temperature reconstructions, and statistical data analysis of paleoclimate archives.

glchern@igras.ru



Шестакова Анна Андреевна, кандидат географических наук, научный сотрудник Института физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН. Автор 27 научных работ, принимала участия в 10 научно-исследовательских проектах. Область научных интересов: мезометеорология, горная метеорология, численное моделирование мезомасштабных явлений. Основные результаты научной деятельности связаны с изучением физических механизмов подветренных бурь, численным моделированием мезомасштабных процессов; оценкой результатов моделирования.

Anna Shestakova, Ph.D. (geography). Researcher, Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences. Research interests: mesometeorology, mountain meteorology, numerical modeling of mesoscale phenomena. The main results of scientific activity are associated with the study of the physical mechanisms of leeward storms, numerical modeling of mesoscale processes, assessment of simulation results.

shestakova.aa.92@gmail.com

Ярынич Юлия Ивановна, студентка кафедры метеорологии и климатологии географического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова. Принимала участие в трех научно-исследовательских проектах. Научные интересы: мезометеорология, физика конвективных процессов в атмосфере, численное моделирование мезомасштабных явлений. Научные



результаты связаны с изучением механизмов формирования экстремальных осадков.

Julia Yarynich, Student of the Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University. Scientific interests: mesometeorology, physics of convective processes in the atmosphere, numerical simulation of mesoscale phenomena.

julia.yarinich@yandex.ru

Научное издание

Авторы: *В. Н. Михаленко, С. С. Кутузов, И. И. Лаврентьев, П. А. Торопов, А. А. Абрамов, М. А. Алешина, Л. В. Гагарина, Г. Я. Дорошина, П. Жино, А. В. Козачек, М. Легран, С. Лим, О. В. Нагорнов, Г. А. Носенко, А. А. Полухов, А. Д. Потемкин, С. Проинкерт, О. В. Рототаева, А. М. Смирнов, Д. Л. Тарасов, С. А. Тюфлин, А. Г. Хайрединова, Г. А. Черняков, А. А. Шестакова, Ю. И. Ярынич*

Authors: *V. Mikhailenko, S. Kutuzov, I. Lavrentiev, P. Toropov, A. Abramov, M. Aleshina, L. Gagarina, G. Doroshina, P. Ginot, A. Kozachek, M. Legrand, S. Lim, O. Nagornov, G. Nosenko, A. Polyukhov, A. Potemkin, S. Preunkert, O. Rototaeva, A. Smirnov, D. Tarasov, S. Tyuflin, A. Khairedinova, G. Chernyakov, A. Shestakova, Y. Yarinich*

ЛЕДНИКИ И КЛИМАТ ЭЛЬБРУСА

Корректор *М. А. Иванова*
Оригинал-макет *А. А. Крыласов*
Дизайн обложки *И. А. Тимофеев*

Подписано в печать 00.04.2020. Формат 60×90/16
Бумага офсетная. Печать офсетная
Усл.-печ. л. 23,13. Тираж 400 экз. Заказ № 1976

Издательство «Нестор-История»
197110 Санкт-Петербург, ул. Петрозаводская, д. 7
Тел. (812)235-15-86
e-mail: nestor_history@list.ru
www.nestorbook.ru

Отпечатано в типографии
издательства «Нестор-История»
Тел. (812)235-15-86

По вопросам приобретения книг
издательства «Нестор-История»
звоните по тел. +7 960 243 32 82