

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.324

doi:10.15356/2076-6734-2016-1-5-19

Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период абляции за последние 65 лет

© 2016 г. П.А. Торопов^{1,2*}, В.Н. Михаленко², С.С. Кутузов², П.А. Морозова², А.А. Шестакова¹¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; ²Институт географии РАН, Москва**tormet@inbox.ru*

Temperature and radiation regime of glaciers on slopes of the Mount Elbrus in the ablation period over last 65 years

P.A. Toropov^{1,2*}, V.N. Mikhalkenko², S.S. Kutuzov², P.A. Morozova², A.A. Shestakova¹¹Lomonosov Moscow State University, Russia; ²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia**tormet@inbox.ru**Article accepted for publication on December 14, 2015***Keywords:** *glacio-climatology, mountain meteorology, the Elbrus climate, melting glaciers in the Caucasus.*

Summary

The temperature and radiation regimes of the Elbrus mountain area were reconstructed for summer seasons of 1948–2013 using observational data obtained by expeditions of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences and the Faculty of Geography of the Lomonosov Moscow State University together with NCEP/NCAR reanalysis. This made possible to analyze in details the meteorological conditions and to calculate statistical characteristics of both the air temperature and the radiation components. The reanalysis data were compared with the observational ones for the purpose to estimate an applicability of the reanalysis techniques for reconstruction of the Elbrus temperature regime. Using the above data the temperature trends were analyzed for the last 65 years, and the hypothesis on possible physical mechanisms of intensive glacier melting of the Central Caucasus in the XXI century had been formulated.

*Статья принята к печати 14 декабря 2015 г.***Ключевые слова:** *гляциоклиматология, горная метеорология, климат Эльбруса, таяние ледников Кавказа.*

На основе материалов наблюдений, полученных в экспедициях Института географии РАН и географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, в сочетании с данными реанализа NCEP/NCAR проведена реконструкция температурного и радиационного режима Эльбруса в летний сезон за период 1948–2013 гг. Проанализированы данные метеорологических измерений, оценены основные статистические характеристики рядов температуры и компонентов радиационного баланса. Выполнено сравнение данных реанализа с натурными исследованиями, сделаны предположения о применимости реанализа для реконструкции термического режима горы Эльбрус. На основе восстановленных данных анализируются тренды температуры за последние 65 лет, формулируется гипотеза о возможных физических механизмах интенсивного таяния ледников Центрального Кавказа в XXI в.

Введение

Результаты многочисленных исследований, выполненных в последние 10–15 лет, показали, что в высокогорных районах Земли рост температуры воздуха происходит достаточно интенсивно [18, 20]. Так, в горах Тибета среднегодовая температура на высоте 4500–5000 м над ур. моря (во всей статье даётся высота над

уровнем моря) за последние 30 лет повысилась на 0,3–0,4 °С, в то время как в среднегорных районах (1500–2500 м) – на 0,1–0,2 °С [20, 25]. В Андах, по данным 268 метеостанций (далее МС), общий тренд потепления с 1939 по 2000 г. составил 0,1 °С, а в период 1985–2000 гг. его величина достигала 0,33 °С [23, 24]. В Альпах величина тренда потепления за 1904–2004 гг. составила 0,14 °С [14, 18]. В работе [20] пока-

зано, что в горных районах в диапазоне высот 500–4500 м тренд потепления выражен сильнее, чем в свободной атмосфере. Однако по высокогорным районам Кавказа однозначных выводов о трендах климатических изменений в XX–XXI вв. пока не сделано.

Результаты исследований метеорологического режима высокогорных областей актуальны при решении задач валидации данных ледниковых кернов [13, 15], оценке регионального отклика горного климата на глобальные изменения [6, 9, 12, 16], изучении физических механизмов формирования крупных аномалий баланса массы горных ледников [2, 11, 24]. Из-за отсутствия долгопериодных наблюдений по большинству высокогорных районов Земли нередко привлекаются результаты численных моделей атмосферы. Такой подход реализован, например, в работе [13], авторы которой выполнили статистический анализ ряда метеорологических наблюдений продолжительностью около одного года на высоте 6000 м на вулкане Сахама (Анды, Боливия), а также провели сравнение с материалами долинных метеостанций и с данными реанализа NCEP/NCAR. Показана неплохая корреляция между натурными и модельными данными (для температуры воздуха коэффициент корреляции составил 0,85). На этом основании считается корректным восстановление метеорологического режима соответствующей высокогорной области по данным реанализа в последние десятилетия. Реанализ использовался также для восстановления метеорологического режима горы Килиманджаро [19].

В настоящей работе на основе материалов наблюдений, полученных в экспедициях Института географии РАН и географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова в 1934–1935, 1959–1963, 2007 и 2013 гг., в сочетании с данными реанализа NCEP/NCAR проведена реконструкция температурного и радиационного режима горы Эльбрус в летний сезон (июнь–август) за период 1948–2013 гг. Температурный режим и компоненты радиационного баланса выбраны для анализа ввиду их первостепенного значения в формировании аномалий абляции в летний сезон [1, 2]. На основе восстановленных данных анализируются тренды температуры за последние 65 лет.

Материалы и методы исследований

Станционные наблюдения и реанализ. В работе использовались данные сетевой метеостанции (МС) Росгидромета Терскол и результаты фрагментарных метеорологических измерений на склонах Эльбруса. Впервые такие наблюдения выполняли в рамках первой Эльбрусской экспедиции Академии наук СССР в июле–августе 1934–1935 гг. [3] на МС Терскол, Кругозор и Приют Девяти (табл. 1). Вторая Эльбрусская экспедиция была организована географическим факультетом МГУ в 1957–1959 гг. в рамках Международного геофизического года под руководством Г.К. Тушинского; эти наблюдения под руководством А.П. Волошиной были продолжены в 1961 и 1962 г. в экспедиции Института географии АН СССР [1, 2]. В обеих экспедициях проводили метеорологические наблюдения на МС Ледовая База, а также вели метеорологические и актинометрические измерения вдоль южного склона Эльбруса от МС Кругозор до МС Седловина (см. табл. 1).

В ходе научно-исследовательских экспедиций Института географии РАН и МГУ на Эльбрусе в 2007 и 2013 г. выполнены основные метеорологические измерения с помощью автоматических метеостанций ANDERRA и DAVIS (см. табл. 1). МС ANDERRA функционировала на Западном плато Эльбруса в 2007 г. на высоте 5150 м. Данная точка относится к области аккумуляции ледника Кюкюртлю и характеризуется субгоризонтальной снежной поверхностью и практически полной открытостью горизонта. В 2013 г. в этой же точке измерялись основные метеорологические величины с помощью автоматической МС DAVIS. Ещё одна такая станция функционировала вблизи нижней границы области питания ледника Гарабаши. Она была установлена в 2013 г. на высоте 3850 м на лавовом потоке, разделяющем ледники Гарабаши и Малый Азау (рис. 1). На кромке восточного кратера Эльбруса (5600 м) весь 2013 г. работал температурный датчик с радиационной защитой S-TMB-M002, установленный на стенке скального выступа (см. табл. 1). Также использованы результаты автоматизированных измерений компонент радиационного баланса, которые проводили весь летний сезон на субгоризонтальной поверхности ледника Джанку-

Таблица 1. Натурные данные, использованные для восстановления метеорологического режима горы Эльбрус

Станция, высота	Приборы*	Частота измерений	Период измерений	Температура T , °C	Относительная влажность F , %	Скорость ветра V , м/с	Балл облачности N , балл	Компоненты радиационного баланса B , Вт/м ²
Терскол, 2150 м	Стандартное оборудование Росгидромета	3 часа	Летние сезоны 1970–2013 гг.	0,1	5	0,5–2	0,5	–
Гарабаши 3850 м	Метеостанция DAVIS	15 мин.	23.06.–31.08. 2013	0,4	10	0,5–2	–	20
Западное плато, 5150 м	Метеостанция DAVIS, пиранометр и балансомер Янишевского	15 мин.	27.06.–01.07. 2013	0,4	10	0,5–2	0,5	15
Восточная Вершина, 5600 м	Датчик температуры S-TMB-M002	30 мин.	01.07.–30.09. 2013	0,2	–			
Язык ледника Джанкуат, 3000 м	Метеостанция CAMPBEL и радиометры KEEP&ZONEN	15 мин.	15.06.–10.09. 2013	0,2	5	0,5–2	–	15
Западное плато, 5150 м	Метеостанция ANDERRA	3 часа	01.08.–30.09. 2007	0,2	5	0,5–2	–	15
Профиль от Кругозора до Седловины, 3000–5300 м*		3 часа	Летние сезоны 1958–1960 гг.	0,2	5	0,5–2	0,5	20
Кругозор, 3000 м*		6 часов	Июль–август 1935 г.	0,2	5	0,5–2	0,5	20
Приют Девяти, 4250 м*	0,2			5	0,5–2	0,5	20	
Терскол, 2150 м*	0,2			5	0,5–2	0,5	20	

* Типы приборов, использованные для измерений на этих станциях, – неизвестны, как и их точность, и высота вертикальных уровней, на которых проводились измерения. В таблице приведены величины, соответствующие стандартам ВМО и требованиям Госкомгидромета СССР в 1960-е годы. Использованы осреднённые результаты измерений, опубликованные в работах [2, 3]. Прочерки – отсутствие данных.

ат на высоте 3000 м. Ледник Джанкуат – объект исследования, входящий во Всемирную гляциологическую сеть. Он расположен в 25 км к юго-востоку от пос. Терскол в верховьях долины р. Адыл-Су. 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, что соответствует рекомендациям Росгидромета.

Реанализ представляет собой численную технологию обработки и усвоения данных глобальной системы метеорологических наблюдений с использованием полной гидродинамической модели общей циркуляции атмосферы. Реанализ содержит поля более 300 гидрометеорологических величин с временным разрешением от 3

до 12 часов, характеризующих всю толщу атмосферы, подстилающую поверхность и деятельный слой. Величины, которые в первую очередь зависят от данных наблюдений и характеризуются относительно небольшой пространственно-временной изменчивостью, воспроизводятся моделями неплохо. Например, ошибка температуры воздуха в свободной атмосфере по данным реанализа по сравнению с аэрологическими данными обычно не превышает ± 1 °C [www.noaa.gov]. Величины, которые сильнее зависят от свойств численных моделей, отличаются более существенными погрешностями. К ним относятся осадки (ошибка может достигать 50%) и компоненты радиационного баланса (до 50 Вт/м²) [www.noaa.gov]. Отличительная черта реанализа NCEP/NCAR, используемого в данной работе, – его долгопериодность: он досту-

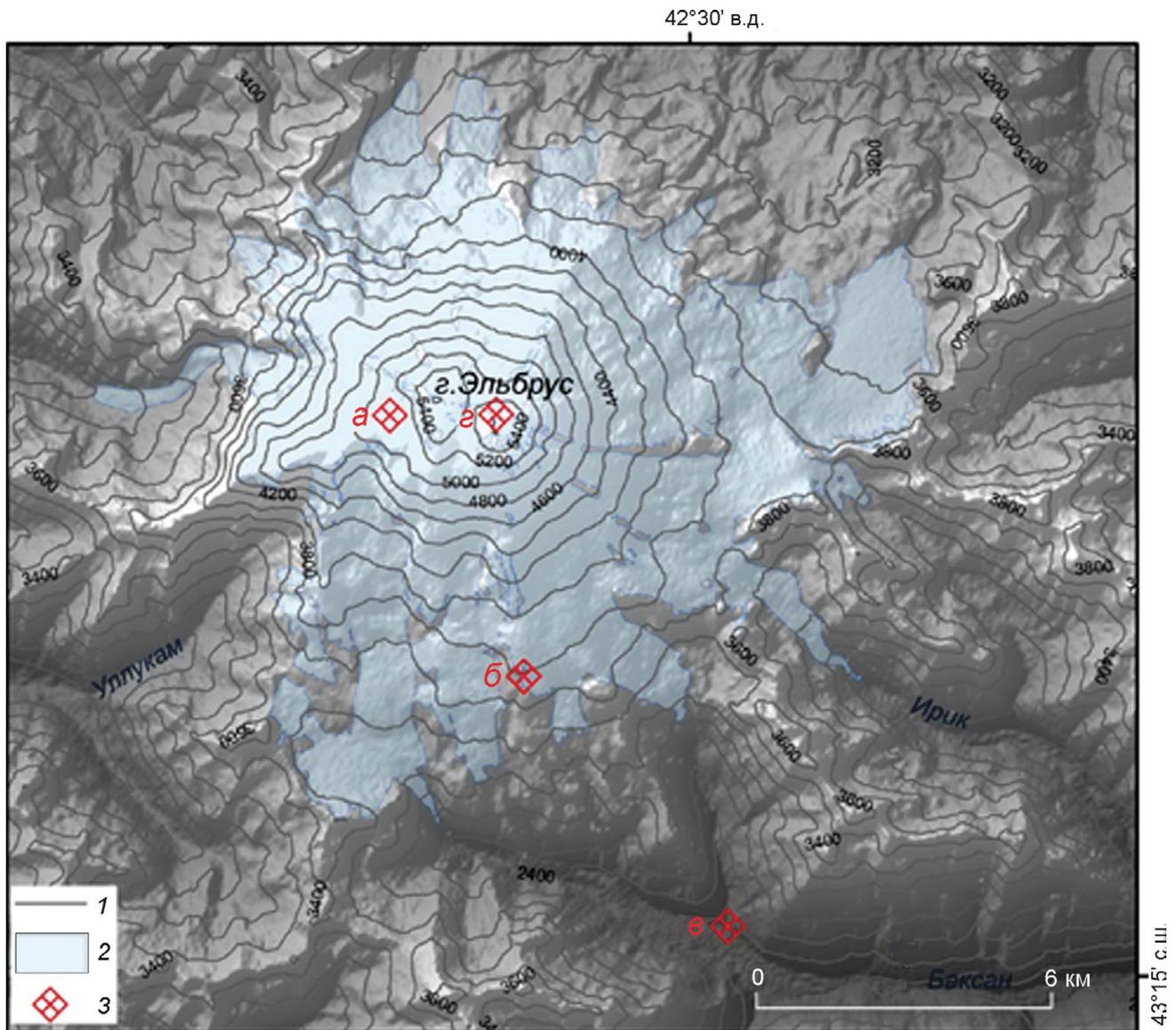


Рис. 1. Карта-схема района исследований Института географии РАН и географического факультета МГУ в 2013 г.: 1 – изогипсы, м над ур. моря; 2 – площадь, занятая оледенением; 3 – точки расположения метеостанций, высота в м над ур. моря: а – МС Западное плато, 5150 м; б – МС Гарабаша, 3850 м; в – МС Терскол, 2150 м; г – МС Восточная Вершина, 5600 м
Fig. 1. A schematic map of the study area of the RAS Institute of Geography and Geography Faculty of Moscow State University in 2013:

1 – isohypses, m.a.s.l.; 2 – the area occupied by ice; 3 – point location of weather stations (WS): а – WS West Plateau 5150 m.a.s.l.; б – WS Garabashi 3850 m.a.s.l.; в – WS Terskol, 2150 m.a.s.l.; г – WS Eastern Peak 5600 m.a.s.l.

пен для любой точки земного шара за период 1948–2014 гг. Используется реанализ температуры воздуха, скорости ветра (пространственное разрешение 2,5°), а также компонент радиационного баланса (пространственное разрешение 1,9°) за летний сезон с 1948 по 2013 г.

Методика восстановления долгопериодных рядов метеорологических величин. Для периода инструментальных наблюдений (см. табл. 1)

в точку расположения метеостанции из четырёх ближайших узлов сетки выполнялась билинейная интерполяция среднесуточных данных о температуре воздуха и скорости ветра. На МС Западное плато данные интерполировались на изобарической поверхности 500 гПа, на МС Гарабаша – 700 гПа, на МС Терскол – 850 гПа. Билинейный метод приемлем для интерполяции температуры воздуха и скорости ветра в сво-

бодной атмосфере ввиду относительно небольшой пространственной изменчивости полей. Так, в работе [4] 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 [7], показано, что ошибки реанализа даже для средних месячных величин превышают погрешности, связанные с выбором метода интерполяции модельных данных. Поэтому в рамках данной работы выбор метода билинейной интерполяции обоснован.

Восстановленный таким образом ряд среднесуточных значений реанализа сравнивался со среднесуточными данными метеостанций. Такое сравнение проводилось для каждой станции по имеющимся периодам наблюдений (см. табл. 1). Для каждой пары рядов наблюдений и реанализа, а также для ряда разности между ними были рассчитаны типичные статистические характеристики, используемые при оценке метеорологических полей [5]. Были получены 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 горы Эльбрус.

Анализ результатов

Анализ результатов

Метеорологический режим по данным наблюдений. На рис. 2 представлены некоторые результаты измерений 2007 и 2013 гг. Остановимся подробнее на температуре воздуха (см. рис. 2, а, в). Хорошо видно, что её изменчивость на МС Гарабаша и Западное плато определяется суточными колебаниями и синоптической изменчивостью. Спектральный анализ

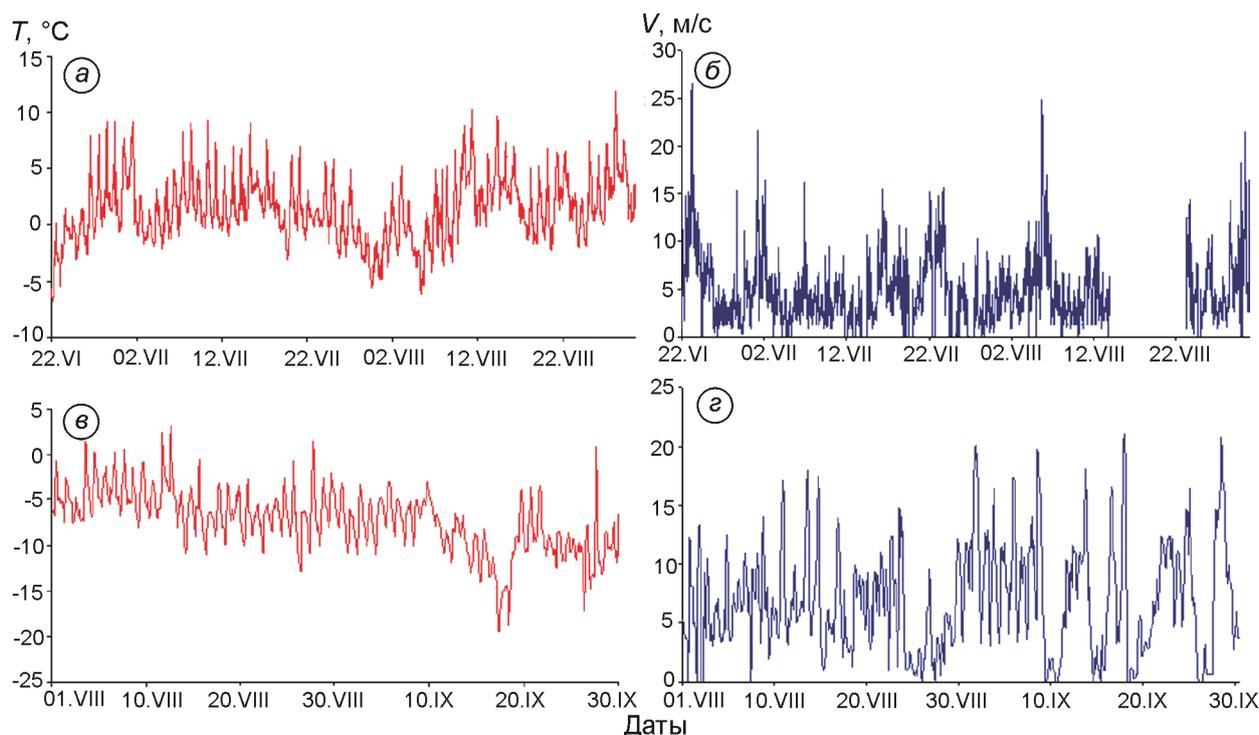


Рис. 2. Некоторые результаты метеорологических наблюдений: температура воздуха (а) и максимальная скорость ветра (б) на леднике Гарабаша 23.06.—31.08.2013 г.; температура воздуха (в) и максимальная скорость ветра (з) на Западном плато 01.08.—30.09.2007 г.

Fig. 2. Some meteorological observational data: air temperature (a) and maximum wind speed (b) on the Garabashi Glacier 23.06.—31.08.2013; air temperature (v) and maximum wind speed (z) at the Western Plateau 01.08.—30.09.2007

Таблица 2. Характеристики суточного хода метеорологических величин у подножия и на склонах Эльбруса*

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	-5,5 (±5)	-10,1 (±5)	4,6 (±2)	75 (±25)	55 (±25)	20 (±20)	9,5 (±5)	4,5 (±4)	5 (±4)

* Средние максимумы – max; средние минимумы – min; средняя амплитуда – ampl; в скобках в табл. 2 и 3 указаны среднеквадратические отклонения величин; длина выборки – 2 месяца (для МС Терскол и Гарабаши – июль–август 2013 г.; для МС Западное плато – август–сентябрь 2007 г.).

температурного ряда по МС Гарабаши показал, что вклад суточной гармоника в общую дисперсию составил 60%, в то время как 30% изменчивости приходится на пики, период которых соответствует синоптической изменчивости (3–7 суток). Ещё 10% приходится на серию колебаний с периодом 2–12 часов, которые связаны с местными эффектами (фёны, горно-долинные и ледниковые ветры). Для сравнения мы выполнили спектральный анализ по МС Терскол за весь тёплый период 2013 г., т.е. с 1 мая по 30 сентября 2013 г. Оказалось, что вклад суточного хода температуры в общую дисперсию составил 85%, в то время как процессов синоптического масштаба – 10%. Об этом же свидетельствуют и осреднённые характеристики самого суточного хода (табл. 2). На высокогорных метеостанциях его величина в 2,5–3 раза меньше, чем на МС Терскол. Этот эффект объясняется существенно меньшей амплитудой радиационного баланса в высокогорных заснеженных областях из-за дневного увеличения потока отражённой радиации (рис. 3). Кроме того, поверхность Западного плато Эльбруса 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.

Длина выборок метеорологических наблюдений позволяет достаточно надёжно оценить основные статистические характеристики рядов измерений. Исключение – ряд наблюдений на Западном плато с 27 июня по 1 июля 2013 г. Результаты простейшего статистического анализа приведены в табл. 3, из которой видно, что по всем рядам (объём выборки меняется от 5 до 62 суток, см. табл. 1) среднесуточный темпера-

турный градиент вдоль южного склона Эльбруса в период абляции составляет 0,6 °С/100 м в нижней части склона (2150–3850 м) и 0,7 °С/100 м – в верхней (3850–5150 м). Эти величины достаточно устойчивы: среднеквадратическое отклонение по выборкам (табл. 4) в нижней части склона составляет примерно ±0,3 °С, а в верхней равно ±0,1 °С. По исследуемым выборкам 2007 и 2013 г. случаев температурной инверсии не обнаружено. Зафиксировано три срока, которые характеризовались изотермией на участке Терскол – Гарабаши. Ещё несколько послеполюденных сроков характеризуются значениями градиента, превышающими 1 °С/100 м. Похожие значения градиентов температуры получены и в результате работы Эльбрусской экспедиции 1935 г. [3].

Во всех выборках, приведённых в табл. 4, прослеживается суточный ход градиента температуры вдоль южного склона. По данным наблюдений 2013 г., на всей протяжённости склона минимальное значение вертикального градиента температуры, соответствующее случаям изотермии или даже инверсии, отмечается в 3:00. Скорее всего, ночное уменьшение градиента связано с формированием тонких слоёв температурных инверсий в нижней части склона (на участке Терскол – Кругозор). Чаще всего такие инверсии формируются в результате 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 в результате формирования конвективной облачности, а затем вечерней фазы горно-долинной циркуляции ра-

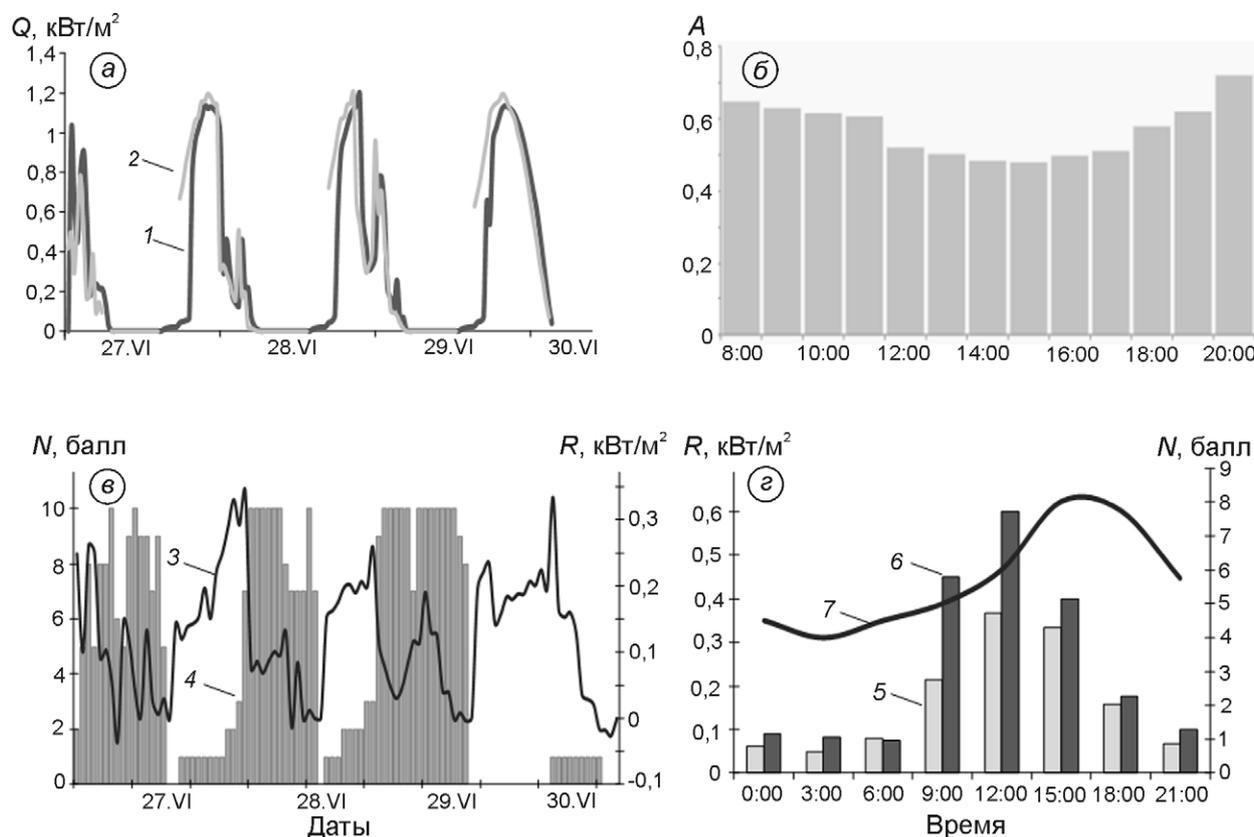


Рис. 3. Радиационный режим Западного плато Эльбруса:

a – проходящая коротковолновая радиация Q , 27.06.–01.07.2013 г.: 1 – по данным метеостанции DAVIS; 2 – по данным пиранометра Янишевского; *b* – осреднённый суточный ход альбедо A , 27.06.–01.07.2013 г.; *c* – радиационный баланс R , 27.06.–01.07.2013 г. (3) и балл облачности N (4); *d* – суточный ход радиационного баланса R на Западном плато (5) и на леднике Джанкуат (6), а также балла облачности в Терсколе (7), осреднённые за период 01.08–31.08.2007 г.

Fig. 3. Radiation regime of the Western Plateau of Mount Elbrus:

a – the incoming shortwave radiation Q , 27.06.–01.07.2013: 1 – meteorological station DAVIS; 2 – Janiszewski pyranometer; *b* – the averaged diurnal variation of the albedo A , 27.06.–01.07.2013; *c* – radiation balance R , 27.06.–01.07.2013 (3) and cloud amount N (4); *d* – the averaged diurnal radiation budget on the Western plateau (5) and on Dzhankuat (6), and cloudiness in Terskol (7), averaged by 01.08–31.08.2007.

радиационный эффект нивелируется и величина градиента уменьшается.

Радиационный режим по данным наблюдений.

Результаты измерения компонент радиационного баланса приведены на рис. 3 и в табл. 5. По данным измерений, которые проводились в условиях ясной погоды и горизонтальной видимости более 50 км, в даты, близкие к летнему солнцестоянию, величина проходящей коротковолновой радиации на Западном плато достигала 1205 Вт/м^2 . Согласно оценкам в работах [1, 2], на седловине Эльбруса (примерно на тех же высотах) в случае исключительно больших значений коэффициента прозрачности (0,98) величина проходящей коротковолновой радиации в послеполуденные часы в день летнего солнце-

стояния составляет 1230 Вт/м^2 , т.е. измеренная величина близка к максимальной годовой. Близкие оценки проходящей коротковолновой радиации по Альпам и Скалистым горам на высотах около 3000 м даны в работах [8, 17].

Для диапазона высот 3000–5000 м характерен незначительный вертикальный градиент проходящей коротковолновой радиации. Например, между двумя точками с разницей абсолютных высот 2200 м (Западное плато на Эльбрусе и язык ледника Джанкуат) различие между значениями проходящей коротковолновой радиации составило 55 Вт/м^2 , или $3 (\text{Вт/м}^2)/100 \text{ м}$. Основную роль в формировании радиационного баланса в высокогорных условиях играет альбедо. Именно за счёт потока отражённой ра-

Таблица 3. Основные статистические характеристики рядов на станциях Гарабаши и Западное плато*

Станция	Период наблюдений	Температура, °С			Влажность, %			Скорость ветра, м/с	
		сред.	макс.	мин.	сред.	макс.	мин.	сред.	макс.
Терскол	01.08.–30.09.2007	11,4 (±5,7)	27,0	0,5	78 (±23)	99	15	0,8 (±0,7)	17
Западное плато		–7,3 (±3,4)	3,1	–19,1	65 (±25)	95	5	3,2 (±2,5)	21,1
Терскол	01.07.–31.08.2013	11,3 (±4,0)	25,5	0,6	78 (±16)	100	26	0,5 (±0,5)	8,0
Гарабаши		1,3 (±2,8)	11,9	–6,8	83 (±15)	99	10	2,5 (±2,3)	26,4
Восточная Вершина		–11,2 (±2,5)	–						
Терскол	27.06.–01.07.2013	13,5	23,8	5,7	69	96	27	0,2	4
Гарабаши**		2,8	9,2	–1,3	71	98	20	1,8	8,5
Западное плато		–6,7	4,8	–13,3	48	92	12	2,0	9,0

* Значения параметров: средние – сред., максимальные – макс., минимальные – мин.

** Ряд данных по ветру на МС Гарабаши неоднороден из-за периодически возникающих сбоев в работе датчика 27.06–01.07.2013 г.

Таблица 4. Осреднённые температурные градиенты ($\gamma = -\Delta T/\Delta z$) вдоль южного склона Эльбруса по данным измерений в 1935, 2007 и 2013 г.*

Участок	Период измерений	Разность высот, м	Температурный градиент γ в разное время суток** и экстремальные значения (макс., мин.), °С/100 м					
			ночь	утро	день	вечер	max	min
Терскол – Кругозор	01.08–31.08. 1935	800	–	0,04	0,7	0,36	–	–
Кругозор – Приют Девяти	01.08–31.08. 1935	1250		0,48	0,86	0,55		
Терскол – Гарабаши	01.07–31.08. 2013	1700	0,4	0,64	0,84	0,47	1,31	–0,01
Гарабаши – Восточная Вершина	01.07–1.08. 2013	1785	0,5	0,55	0,69	0,60	1,01	0,35
Терскол – Западное плато	01.08–30.09. 2007	3000	0,5	0,7	0,8	0,55	1,05	0,27

* Значения градиента температуры: максимальные – макс., соответствующие наиболее быстрому её убыванию с высотой; минимальные – мин.

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

Таблица 5. Характеристики суточных сумм компонент радиационного баланса по данным измерений, осреднённых за август 2007 г. (числитель) и за период 26.06–30.06.2013 г. (знаменатель), мДж/м²

Станция, высота	Коротковолновая радиация		Длинноволновый баланс E	Общий радиационный баланс B
	приходящая Q	отражённая R		
Пятигорск,* 500 м	23,8/25,5	–4,8/–5,1	–6,3/–6,0	12,7/14,4
Ледник Джанкуат, 3000 м	25,5/26,8	–7,6/–6,0	–3,4/–5,3	14,5/16,7
Эльбрус, Западное плато, 5150 м	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 Климатическом справочнике, 1972, поэтому за 2007 и 2013 г. они были восстановлены по данным реанализа, погрешность которого в средних многолетних значениях для этой станции составляет ±10%.

диации величина радиационного баланса на Западном плато с 9:00 до 15:00 часов примерно в 2 раза меньше, чем на леднике Джанкуат. За счёт эффекта альbedo суточная сумма радиационного баланса в высотной зоне Эльбруса в среднем на 30% меньше, чем в зоне абляции ледника Джанкуат. Согласно данным, полученным в 2013 г., средние значения альbedo на Западном плато со-

ставили 66% (±20%). По результатам измерений примерно в тех же условиях на седловине Эльбруса в июле–августе 1959–1963 гг. эта величина равна 74% [1], скорее всего за счёт свежеснежного снега. По данным многолетних измерений на ледниках Джанкуат и Гарабаши, величина альbedo в области абляции на высотах около 3000 м составляет в среднем 25–30%.

Измерения на Западном плато Эльбруса показали, что величина длинноволнового баланса мало отличается от её значений в низкогорье (см. табл. 5). Судя по всему, это связано с близкими значениями разности между нисходящим и восходящим потоком длинноволновой радиации на Эльбрусе и в предгорных районах. Например, в Пятигорске тепловое излучение поверхности значительно больше, чем на Эльбрусе, за счёт 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 в нижних слоях атмосферы по сравнению с верхними. Таким образом, при разных значениях потоков теплового излучения результирующая величина длинноволнового баланса на Эльбрусе близка к значениям в низкогорье.

На рис. 3, г представлены средний за два месяца ход радиационного баланса на Эльбрусе и леднике Джанкуат и осреднённый за этот же период ход облачности по МС Терскол. Хорошо видно, что в 15:00 и 18:00 значения радиационного баланса на Эльбрусе меньше, чем на Джанкуате всего на 10–15%, однако в 9:00 и 12:00 эти величины отличаются на 40–50%. На основе данных измерений получается, что разность между потоками приходящей солнечной радиации становятся меньше. Эффект сглаживания разности радиационного баланса между точками, расположенными на разных высотах в послеполуденные часы, связан с облачностью. Конвективная облачность в обеих точках появляется примерно в одно и то же время (между 13:00 и 15:00). Однако эффект ослабления радиации оказывается большим над ледником Джанкуат в силу большей водности кучевых облаков на высоте 3000 м по сравнению с уровнем 5000 м.

Величины радиационного баланса, полученные по леднику Джанкуат на высоте 3000 м, неплохо согласуются с измерениями, выполненными на леднике Гарабаши на высоте 3500 м. Для ледника Гарабаши средняя за июль 1960 г. суточная сумма составляла $13,1 \text{ мДж/м}^2$ [1]; по леднику Джанкуат для июля 2013 г. получена величина $13,9 \text{ мДж/м}^2$. Однако для верхних зон Эльбруса данные различных экспедиций существенно различаются. Так, в работах [1, 2] пока-

зано, что в седловине Эльбруса суточная сумма радиационного баланса близка к нулю, а в один из дней (02.08.1959 г.) равна $-1,1 \text{ мДж/м}^2$. Между тем, в схожих условиях на Западном плато, по данным автоматической станции ANDERRA, за два месяца ни разу не было зафиксировано нулевых значений радиационного баланса, а минимальные суточные суммы составили $1,5\text{--}2 \text{ мДж/м}^2$. Различия могут быть связаны с неточностью измерения длинноволновых потоков радиации балансомером Янишевского образца 1950-х годов в Эльбрусских экспедициях 1959–1965 гг. Кроме того, на седловине выполнялись лишь разовые актинометрические измерения. В коротковолновых потоках различия между результатами разных экспедиций оказались небольшими (порядка 5%).

Валидация реанализа по натурным данным.

Результаты сравнения данных наблюдений и реанализа приведены на рис. 4. Коэффициент корреляции между двумя рядами температуры на МС Западное плато в 2007 г. составил 0,86, на 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, характеризующие среднесуточную температурой, данные реанализа описывают достоверно в 2007 и 2013 г. В работах [4, 5] значимым коэффициентом корреляции между двумя рядами среднесуточной температуры с объёмом выборки 1000 значений считается величина 0,8. Таким образом, реанализ достоверно описывает межсуточную изменчивость температуры воздуха на склонах Эльбруса.

Аналогичные результаты получены и по МС Терскол. Однако средняя величина отклонения реанализа от натурных данных в точках расположения станций оказывается значительной: на МС Терскол она составляет $+1 \pm 1,5 \text{ }^\circ\text{C}$, на МС Гарабаши $-2,5 \pm 2,5 \text{ }^\circ\text{C}$, на МС Западное плато $-4 \pm 2,5$, на МС Восточная Вершина $+7 \pm 3,5 \text{ }^\circ\text{C}$. Отклонения связаны, во-первых, с разностью реальной высоты точки расположения станции с высотой изобарической поверхности (она меняется в разной синоптической обстановке), где получены данные реанализа. Во-вторых, с микроклиматической спецификой каждой точки (интенсивное радиационное выхолаживание скального выступа, на котором расположен дат-

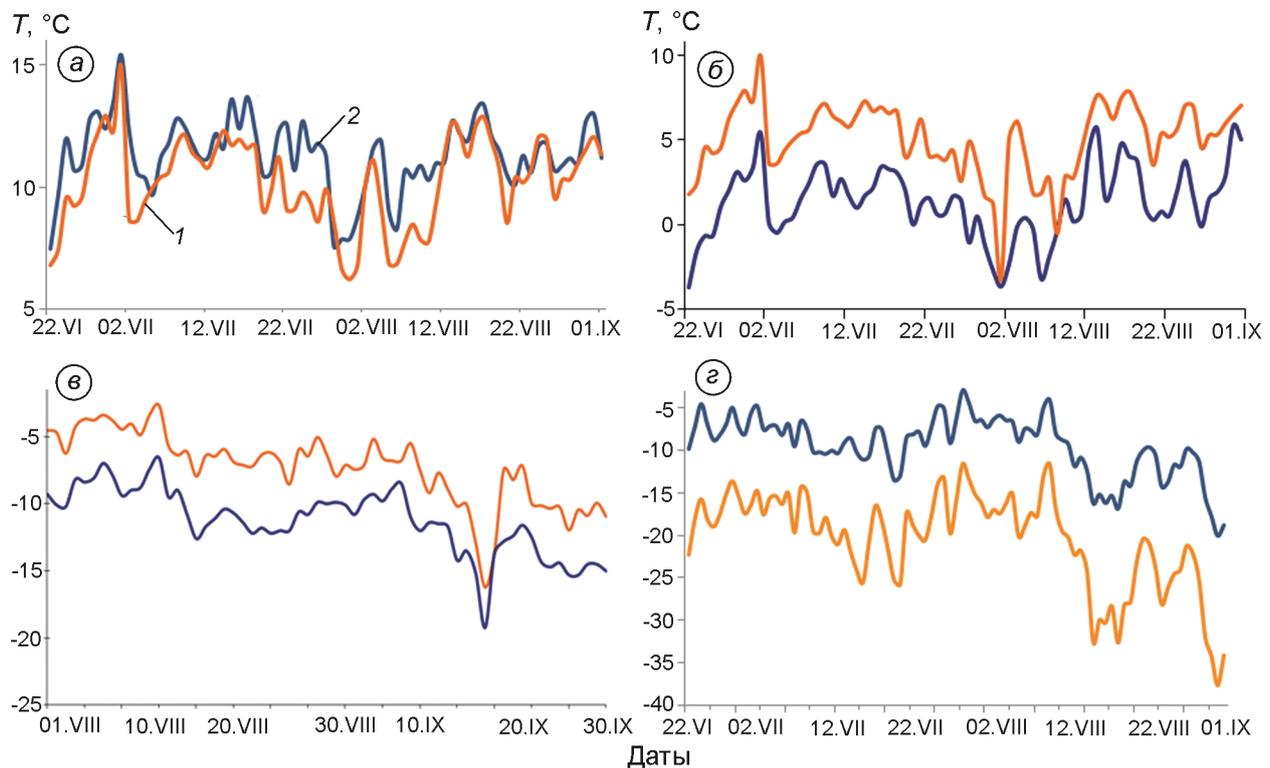


Рис. 4. Сравнение среднесуточных значений температуры по данным наблюдений (1) и реанализа на соответствующей точке станции изобарической поверхности (2):

a – на МС Терскол в 2013 г.; *б* – на МС Гарабаша в 2013 г.; *в* – на Западном плато в 2007 г.; *г* – на Восточной Вершине в 2013 г.

Fig. 4. Comparison of mean daily temperature from observations (1) and the reanalysis in corresponding to station location isobaric surface (2):

a – at the station Terskol in 2013; *б* – at the station Garabashi in 2013; *в* – on the Western Plateau in 2007; *г* – on the East peak in 2013

чик на Восточной Вершине; неадиабатические источники тепла на МС Гарабаша – теплообмен с породами лавового потока, а также адвекция тёплого воздуха из Баксанского ущелья), которую невозможно учесть в данных реанализа, относящихся к свободной атмосфере – уровню 700 гПа. Отметим, что, несмотря на значительные несоответствия в конкретных точках, величина отклонения реанализа от данных измерений подчиняется нормальному распределению ($\chi^2 = 1,9$, критерий Пирсона 0,75). Это означает, что возможно введение систематической поправки к данным реанализа, т.е. их приведение к каждой из описываемых точек. Конечно, на уровне отдельно взятых суток ошибки могут быть значительными и превышать по модулю 1 °C, но в масштабе среднемесячных значений их величина существенно минимизируется. В целом, временная изменчивость температуры в свободной атмосфере хорошо согласуется с натурными данными, полученными на Эльбрусе.

Это означает, что среднесуточные значения температуры на Эльбрусе в первую очередь зависят от синоптических процессов.

Температура воздуха удовлетворительно воспроизводится реанализом на высокогорных станциях Приэльбрусья, что даёт возможность применить процедуру восстановления температурного режима летнего сезона за период 1948–2013 гг. для условий Эльбруса. Правда, не следует забывать, что часть временной изменчивости рядов температуры (порядка 30%) реанализом всё-таки не воспроизводится, поэтому к результатам такой реконструкции следует относиться как к оценочным.

Восстановление метеорологического режима с 1948 по 2013 г. На рис. 5 представлена многолетняя межгодовая изменчивость средних сезонных аномалий температуры воздуха по МС Гарабаша и Терскол. Схожие результаты получены для МС Восточная Вершина и Западное плато. Аномалии рассчитывались как отклонение от средней

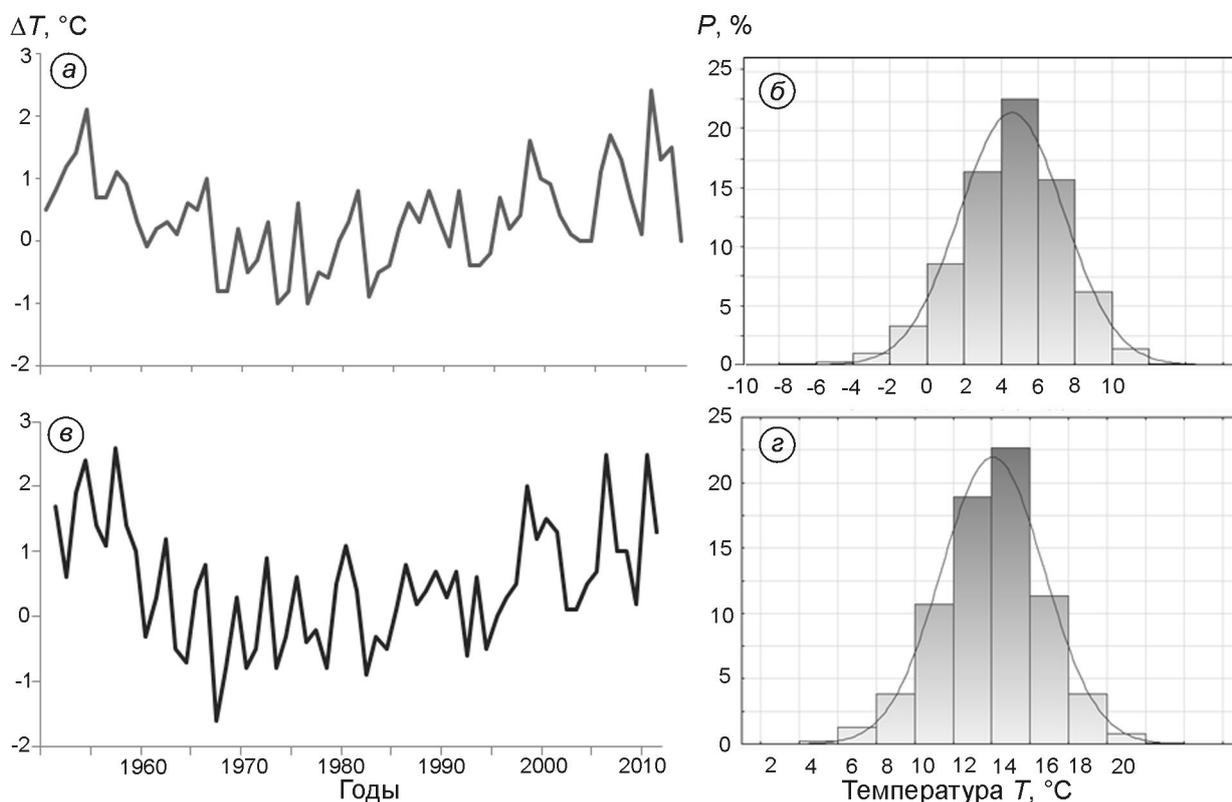


Рис. 5. Межгодовая изменчивость средней летней аномалии температуры по сравнению с нормой 1961–1990 гг.: *a* – для МС Гарабаша по данным реанализа; *v* – для МС Терскол по данным наблюдений; эмпирическая функция распределения температуры воздуха: *b* – для МС Гарабаша по данным реанализа, *z* – для МС Терскол по данным наблюдений

Fig. 5. The interannual variability of the mean summer air temperature compared to the norm 1961–1990: *a* – at the station Garabashi based on reanalysis data; *v* – for the station Terskol based on observational data; the empirical distribution function of temperature: *b* – for the station Garabashi based on reanalysis data, *z* – for the station Terskol based on observational data

многолетней сезонной температуры, полученной в результате осреднения за период 1961–1990 гг. Анализ данных показал, что статистически значимого тренда, соответствующего общей направленности изменения глобальной температуры во второй половине XX в. и первом десятилетии XXI в., не прослеживается. Увеличение положительных аномалий, которое следует из рис. 5, *a*, по своим масштабам не превышает величину аномалии, фиксируемой в период 1948–1958 гг. Исключение составляет лишь 2010 г., когда сезонная аномалия достигла 2,5 °С. Второй по значимости оказалась аномалия 1955 г., составившая 2,1 °С.

В динамике восстановленных аномалий средней сезонной температуры на южном склоне Эльбруса чётко прослеживаются три периода: тёплые 1948–1967 гг., относительно холодные 1968–1995 гг. и тёплые 1996–2013 гг. Отметим, однако, что достоверность данных реанализа

определяется объёмом натуральных данных, которые усваиваются моделью NCEP. В ряде работ, например в [10], показано, что развитие спутниковой метеорологии привело к неоднородности данных реанализа до середины 1970-х годов. Если следовать этому предположению, то достоверной окажется выборка 1975–2013 гг. Тогда положительный тренд температуры будет значимым, но в этом случае возникает вопрос количественной оценки значимости потепления последних 20 лет на фоне 38-летней выборки. Поэтому единственный способ более или менее достоверной оценки региональных изменений климата – это статистический анализ длинных рядов станционных данных.

Временная динамика средних сезонных аномалий по МС Терскол за период 1948–2013 гг. схожа с данными реанализа в этой точке. Коэффициент корреляции оказался значимым и составил 0,82. Таким образом, для высокогорных

районов Центрального Кавказа данные реанализа неплохо согласуются с долгопериодными наблюдениями. И по материалам МС Терскол, и по результатам реанализа можно видеть тенденцию к потеплению в последние 20–25 лет, причём особенно значительна величина аномалии для периода 2001–2010 гг. ($1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$). Вместе с тем на фоне всей выборки (1948–2013 гг.) это потепление пока нельзя назвать значимым. Интересная особенность нынешнего потепления – некоторое увеличение межгодовой изменчивости аномалий, которое характеризуется величиной среднеквадратического отклонения. Так, если в период 1961–1990 гг. его величина составляла $\pm 0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, то в последние 20 лет она увеличилась до $\pm 1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Рассмотрим эмпирические функции распределения среднесуточной температуры, построенные по данным реанализа (см. рис. 5, б) и наблюдений (см. рис. 5, з) для летнего сезона. Длина выборки для обоих температурных рядов составила 5980 значений (65 летних сезонов с суточным разрешением), поэтому аппроксимация эмпирической функции распределения известным теоретическим правомерна [5]. Среднесуточная температура для сезона абляции неплохо описывается нормальным гауссовым распределением с параметром $\chi^2 = 2,5$ и критерием Пирсона равным 0,87. Полученная функция распределения позволяет определить величины экстремальных значений среднесуточной температуры. Положительные аномалии среднесуточной температуры принадлежат диапазону $+9 \div +11\text{ }^{\circ}\text{C}$, отрицательные – диапазону $-9 \div -11\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Обсуждение результатов

Анализ изменчивости температуры в районе Эльбруса по данным наблюдений и реанализа в период абляции за последние 65 лет показал, что положительный тренд, который прослеживается с середины 1990-х годов, не выходит за пределы естественной климатической изменчивости (в частности, за уровень потепления 1940–50-х годов). Осадки мы не рассматривали, так как реанализы в большинстве случаев воспроизводят их неудовлетворительно. В работе [6] показано, что в зимнее время тренд осадков на МС Тер-

скол до 1995 г. отсутствовал, а затем отмечался статистически значимый рост (что, в принципе, означает рост слоя аккумуляции на ледниках южного склона Эльбруса). В связи с этим возникает вопрос о причинах активного таяния ледников Эльбруса в последние 10–15 лет [6]. По материалам многолетних измерений на леднике Джанкуат, выполненных авторами, а также по результатам, опубликованным в работах [1, 2, 8, 17], оказывается, что вклад радиационного баланса в таяние горных ледников в условиях субтропиков составляет 83–89%. Исходя из этого, логично предположить, что причиной активного таяния в последние десятилетия могут быть как раз положительные аномалии радиационного баланса, которые далеко не всегда вызывают прямой отклик температуры.

На рис. 6. представлены значения сумм составляющих радиационного баланса за летний сезон, осреднённые за 10-летние периоды по данным реанализа для ледника Гарабаши. В период 2001–2010 гг. отмечалась значительная положительная аномалия радиационного баланса, величина которой за летний сезон достигла 50 мДж/м^2 по сравнению со средним значением за 1961–1990 гг. Эта аномалия эквивалентна затратам тепла на таяние примерно 140 мм вод. экв. толщины льда за летний сезон. В качестве примера на рис. 6 показана также кумулятивная кривая баланса массы ледника Джанкуат за период 1970–2011 гг. Ледник Джанкуат находится в Приэльбрусье, всего в 25 км от Эльбруса, поэтому может рассматриваться как репрезентативный пример. Хорошо видно, что наиболее стремительная потеря массы относится к первому десятилетию XXI в. Похожие данные по леднику Гарабаши приведены в работе [6]: наиболее стремительная потеря массы отмечается в период 1995–2010 гг.

Аномалии радиационного баланса в первую очередь определяются длинноволновой составляющей, но это – тема для отдельного исследования. Правда, при моделировании радиационных потоков обычно используются спутниковые данные об аэрозольно-оптической толщине атмосферы и характеристиках облачности, качество которых достаточно низкое. Поэтому величина ошибки воспроизведения радиационных характеристик в отдельно взятой точке чаще всего превышает $\pm 5\%$, т.е. значения полученной

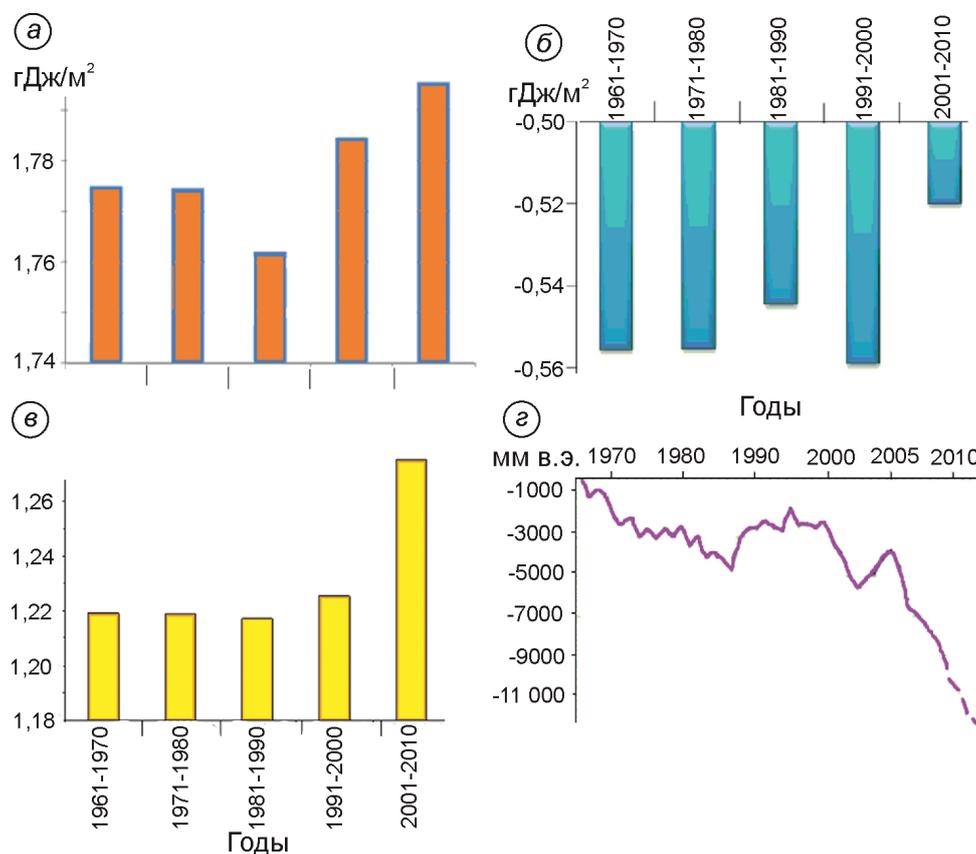


Рис. 6. Сезонные суммы составляющих радиационного баланса по данным реанализа для ледника Гарабаша, осреднённые по десятилетиям, гДж/м²:

a – коротковолновый баланс; *б* – длинноволновый баланс; *в* – общий радиационный баланс; *г* – кумулятивная кривая баланса массы ледника Джанкуат за период 1967–2013 (WGCM, 2014)

Fig. 6. Seasonal sum of the components of the radiation balance from the reanalysis data for glacier Garabashi, averaged over the decades:

a – the short-wave balance; *б* – the long-wave balance; *в* – radiation balance; *г* – cumulative curve Dzhankuat Glacier mass balance 1967–2013 (WGCM, 2014)

аномалии. Вместе с тем расчёты потоков излучения практически не зависят от объёма натуральных данных. Массовое использование спутниковых данных началось в 1980-е годы, и именно с этого времени ряд данных реанализа о радиационном балансе можно считать более или менее однородным. Поэтому, принимая во внимание неизбежные ошибки моделирования самих значений радиационного баланса, величина аномалии 4% в 2001–2010 гг. по сравнению с предыдущими двумя десятилетиями статистически значима и, скорее всего, служит откликом на какое-либо внешнее воздействие.

Тенденция к увеличению длинноволнового баланса за счёт роста встречного излучения атмосферы установлена в исследованиях многих авторов. Так, в работе [21] обсуждаются по-

хожие эффекты, полученные на основе анализа натуральных данных по альпийскому региону. Показано увеличение длинноволновой составляющей радиационного баланса на 4–5% в последние 20 лет. Физические механизмы увеличения длинноволнового баланса на разных вертикальных уровнях в атмосфере подробно обсуждаются в работах [21, 22], поэтому приведённые здесь результаты можно считать вполне актуальными.

Заключение

Получены статистические характеристики основных метеорологических величин на Эльбрусе. Особый интерес вызывают компоненты радиационного баланса, которые в 2013 г. из-

мерялись в период летнего солнцестояния, характеристики временных рядов температуры воздуха и её суточной изменчивости, а также температурные градиенты вдоль южного склона Эльбруса. Выполнены статистические оценки реанализа температуры для южного склона Эльбруса. Коэффициент корреляции между рядами натуральных данных и данных реанализа оказался статистически значимым и составил 0,75–0,85. Отклонения реанализа от натуральных данных подчиняются гауссовому распределению. Таким образом, есть возможность применить данные реанализа для восстановления температурного режима. Правда, необходимо помнить, что часть временной изменчивости, прежде всего низкочастотной (с периодом 10–20 лет), реанализ воспроизводит всё-таки некорректно.

На основе данных реанализа, приведённых к точке МС Гарабаши, показано, что современное потепление на Кавказе имеет значимый положительный тренд с 1995 г., но пока величина аномалии за последние 25 лет не выходит за рамки «потепления 1940–50-х годов». То же самое относится и к сумме зимних осадков по МС Терскол: значимый положительный тренд отмечался с 1995 г. [6]. Незначительный рост температуры в сочетании с увеличением зимних осадков не может способствовать стремительному сокращению ледника Гарабаши, которое наблюдается в последние десятилетия. Поэтому важный итог работы – оценка увеличения радиационного баланса на Эльбрусе в период 2001–2010 гг. на 4%, причём в основном за счёт его длинноволновой составляющей. Это соответствует затратам тепла на таяние примерно 150 кг льда с квадратного метра за сезон, или увеличению слоя абляции на 140 мм/сезон.

Потепление на Кавказе в последние 10–15 лет – прямой отклик на изменение структуры радиационного баланса. Похожие результаты по альпийскому региону получены в работе [21]. Увеличение встречного излучения атмосферы на Кавказе может быть связано с ростом интегрального влагосодержания атмосферы, как и увеличение нисходящего длинноволнового излучения может быть следствием роста интегрального теплосодержания атмосферы над регионом. Причины этого роста – как увеличение повторяемости адвекции тёплого воздуха, так и положительный тренд концентрации парнико-

вых газов, характерный для всей земной атмосферы в последние десятилетия.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты №13-05-41058, №15-05-00599, №14-05-00137.

Литература

1. Волошина А.П. Радиационные условия в период абляции. Оледенение Эльбруса. М.: изд. МГУ, 1968. 326 с.
2. Волошина А.П. Метеорология горных ледников // МГИ. 2001. Вып. 92. С. 3–138.
3. Баранов С., Покровская Т. Работа метеорологической группы ЭКНЭ 1935 г. // Тр. Эльбрусской экспедиции 1934 и 1935 гг. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1936. 350 с.
4. Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 280 с.
5. Груза Г.В., Ретенбах Р.Г. Статистика и анализ гидрометеорологических данных. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 275 с.
6. Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Рототаева О.В., Шахгеданова М.В. Реакция ледников Центрального Кавказа в 2001–2010 гг. на изменения температуры и количества осадков // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 26–33.
7. Торопов П.А. Оценка качества воспроизведения моделями общей циркуляции атмосферы климата Восточно-Европейской равнины // Метеорология и гидрология. 2005. № 5. С. 5–21.
8. Barry. R.G. Mountain weather and climate. London: Cambridge University Press, 2008. 505 p.
9. Chan R.Y., Vuille M., Hardy D.R., Bradley R.S. Intraseasonal precipitation variability on Kilimanjaro and the East African region and its relationship to the large-scale circulation // Theor. Appl. Climatology. 2008. V. 93. P. 149–165.
10. 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.
11. Cullen N.J., Mölg T., Kaser J., Steffen K.I., 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.
12. Duane W.J., Pepin N.C., Losleben M.L., Hardy D.R. General characteristics of temperature and humidity variability on Kilimanjaro, Tanzania // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2008. V. 40. № 2. P. 323–334.

13. *Hardy D.R., Vuille M., Bradley R.S.* Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia // *Journ. of Geophys. Research.* 2003. V. 108. № D22. P. 1–10.
14. *Gilbert A., Vincent C.* Atmospheric temperature changes over the 20th century at very high elevations in the European Alps from englacial temperatures // *Geophys. Research Letter.* 2013. V. 40. P. 2102–2108.
15. *Mölg T., Cullen N.J., Hardy D.R., Kaser J., Klok L.* Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate // *Intern. Journ. of Climatology.* 2008. V. 28. P. 881–892.
16. *Mölg T., Cullen N.J., Hardy D.R.* Quantifying climate change in the tropical midtroposphere over East Africa from glacier shrinkage on Kilimanjaro // *Journ. of Geophys. Research.* 2009. V. 22. P. 4162–4181.
17. *Oerlemans J.* *The Microclimate of Valley Glaciers.* Utrecht University Press, Hetherlads. 2009. 138 p.
18. *Pepin N.C., Seidel D.J.* A global comparison of surface and free-air temperatures at high elevations // *Journ. of Geophys. Research.* 2005. V. 110. P. 1–15.
19. *Pepin N.C., Duane W.J., Hardy D.R.* The mountain circulation on Kilimanjaro, Tanzania and its relevance for the summit ice fields: Comparison of surface mountain climate with equivalent reanalysis parameters // *Global Planetary Change.* 2010. V. 74. P. 61–75.
20. *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. P. 424–430.
21. *Philipona R.* Greenhouse warming and solar brightening in and around the Alps // *Intern. Journ of Climatology.* 2012. V. 33. P. 1530–1537.
22. *Ruckstuhl C., Philipona R., Morland J., Ohmura A.* Observed relationship between surface specific humidity, integrated water vapor, and long wave downward radiation at different altitudes // *Journ. of Geophys. Research.* 2007. V. 112. P. 1029–1041.
23. *Vuille M., Bradley R.* Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes // *Geophys. Research Letter.* 2000. V. 27. P. 3885–3888.
24. *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. of Geophys. Research.* 2003. V. 108. № D6 4177. doi:10.1029/2002JD002088
25. *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 Planetary Change.* 2010. V. 71. P. 124–133.