

ОЦЕНКА КОМПОНЕНТОВ ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА ЛЕДНИКА ДЖАНКУАТ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ) В ПЕРИОД АБЛЯЦИИ В 2007–2015 ГОДАХ

П.А. Торопов^{1,2}, А.А. Шестакова³, А.М. Смирнов¹, В.В. Поповнин¹

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

² Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия

³ Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 3, Россия; tormet@inbox.ru

Анализ данных масс-балансовых наблюдений на леднике Джанкуат показал, что резкая деградация ледника в последние 20 лет связана с аномалиями абляции. На основе результатов метеорологических измерений проанализированы компоненты теплового баланса для сезона абляции с 2007 по 2015 г. Получены количественные оценки точности расчета турбулентных потоков тепла различными методами. Показано, что в качестве «эталонного» можно использовать прямой пульсационный метод. Среди расчетных наиболее точным является метод аэродинамических формул. Выполнена оценка временной изменчивости основных компонентов теплового баланса и вклада различных факторов в формирование слоя стаивания: радиационного баланса на уровне 50–80 %, турбулентного теплообмена – 20–40 %. Для ледников Кавказа впервые показано, что турбулентный тепло- и влагообмен играет более существенную роль в формировании теплового баланса, чем считалось ранее. Отчасти это может объясняться перестройкой структуры теплового баланса, связанной с изменениями климата.

Гляциоклиматология, ледник Джанкуат, тепловой баланс ледника, турбулентные потоки

EVALUATION OF THE COMPONENTS OF THE HEAT BALANCE OF THE DJANKUAT GLACIER (CENTRAL CAUCASUS) DURING THE PERIOD OF ABLATION IN 2007–2015

P.A. Toropov^{1,2}, A.A. Shestakova³, A.M. Smirnov¹, V.V. Popovnin¹

¹ Lomonosov Moscow State University, 1, Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia

² Institute of Geography, RAS, 29, Staromonetny per., 119017, Moscow, Russia

³ Obukhov Institute of Atmospheric Physics, RAS, 3, Pyzhevsky per., 119017, Moscow, Russia; tormet@inbox.ru

Analysis of mass-balance data monitoring of the Djankuat Glacier has demonstrated that the severe deglaciation over the past 20 years is associated with the ablation anomaly. We have analyzed the main components of the heat balance during the ablation seasons of 2007–2015 on the basis of meteorological measurements. The quantitative estimates of the accuracy of calculating turbulent heat fluxes using different methods have been presented. It has been revealed that the ‘eddy covariance’ technique can be used as a reference method. The assessment of the temporal variability of the basic components of heat balance has been carried out. The bulk formulas method seems to be the most accurate among other methods. The contribution of various factors to the formation of the melt layer has been estimated: the fraction of the radiation balance is 50–80 %, and that of turbulent heat exchange is 20–40 %. It has been found for the first time for a Caucasus glacier that turbulent heat-moisture exchange plays a more significant role in the formation of the heat balance than it had been previously. Partly, this can be explained by transformation of the heat balance structure associated with climate change.

Glacio-climatology, Djankuat Glacier, glacier heat balance, turbulent flux

ВВЕДЕНИЕ

Ледник Джанкуат входит в мировую службу мониторинга ледников WGMS (<http://wgms.ch/>) и считается репрезентативным для Центрального Кавказа (рис. 1) [Голубев и др., 1978]. Ежегодные наблюдения за компонентами баланса массы ведутся здесь с 1969 г. С начала XXI в. баланс массы ледника Джанкуат отрицательный, причем отмечается статистически значимый тренд. Так, за последние 15 лет среднее значение баланса массы составляет $-500(\pm 25)$ мм водного эквивалента, при этом величина стандартного отклонения баланса массы (σ), вычисленная по всему ряду наблюдений, по модулю равна 350 мм, т. е. средняя величина баланса массы за период 2000–2015 гг. выходит за пределы естественной изменчивости. На рис. 2, б видно, что основная причина дегра-

дации ледника в XXI в. – интенсивная абляция. Слой аккумуляции уменьшился примерно на 160 мм (см. рис. 2, а), и величина аномалии не вышла за пределы естественной изменчивости (в 1967–2015 гг. $|\sigma| = 200$ мм).

Основным в большинстве алгоритмов оценки абляции горных ледников является уравнение теплового баланса ледовой поверхности. На многих ледниках, представленных в базе данных WGMS (<http://wgms.ch/latest-glacier-mass-balance-data>), проводится полный объем метеорологических измерений, с помощью которых достаточно корректно оцениваются компоненты уравнения теплового баланса, позволяющие в итоге рассчитать слой стаивания, сравнивая расчетные величины с измерениями абляции. При этом в не-

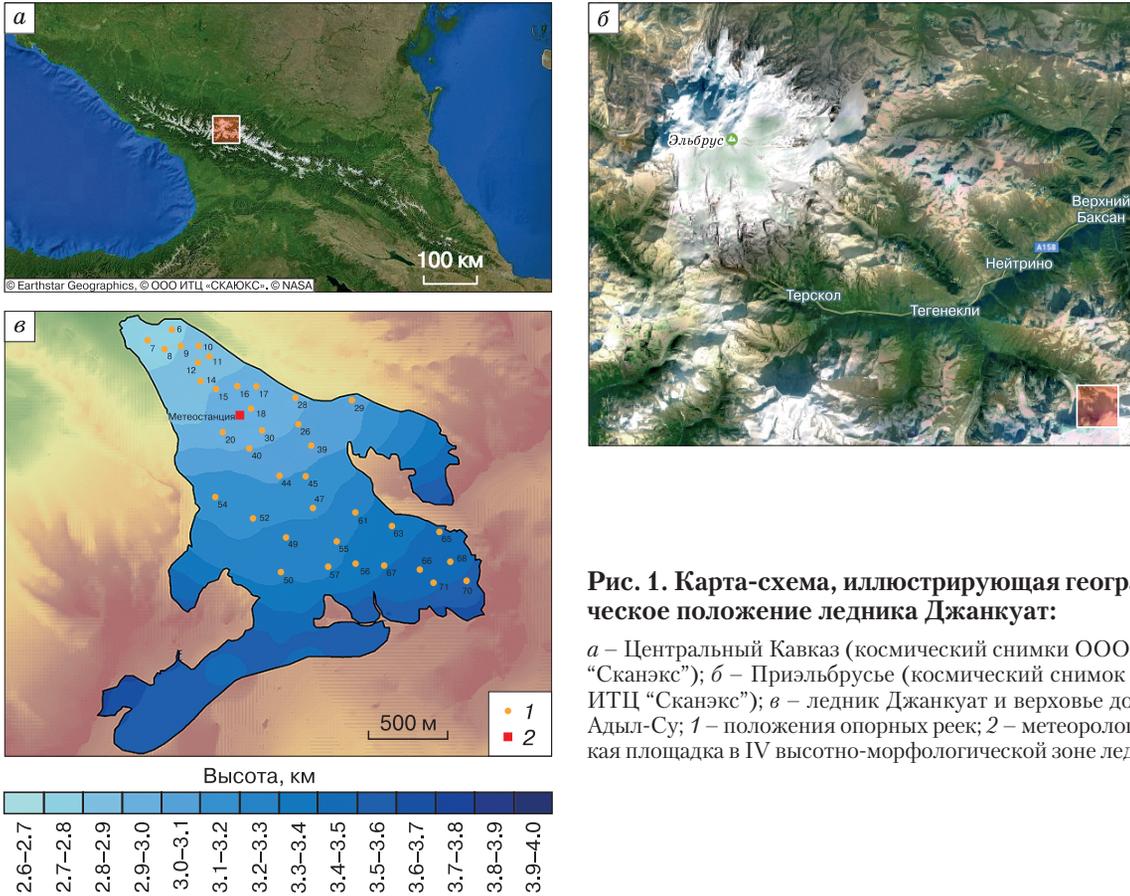


Рис. 1. Карта-схема, иллюстрирующая географическое положение ледника Джанкуат:

а – Центральный Кавказ (космический снимок ООО ИТЦ “Сканэкс”); *б* – Приэльбрусье (космический снимок ООО ИТЦ “Сканэкс”); *в* – ледник Джанкуат и верховье долины Адыл-Су; 1 – положения опорных рек; 2 – метеорологическая площадка в IV высотно-морфологической зоне ледника.

которых исследования оценки выполняются исключительно на основе данных наблюдений, и только отдельные параметры (например, коэффициенты сопротивления в формулах для расчета турбулентных потоков тепла и влаги) определяются эмпирически [Волошина, 2001; Mölg, Hardy, 2004; Cullen et al., 2007; Mölg et al., 2008]. В других

работах предпринимаются попытки параметризации потоков прямой и рассеянной радиации и уровня шероховатости на поверхности ледника с учетом особенностей микрорельефа [Hock, Holmgren, 2005; MacDougall, Flowers, 2011]; рассеянной радиации, альбедо в зависимости от температуры и промежутков времени между снегопадами в се-

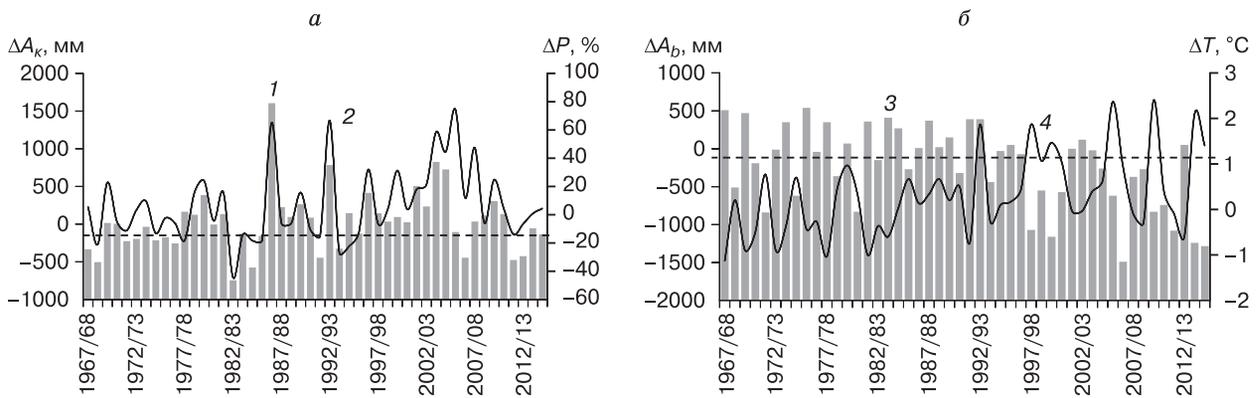


Рис. 2. Временной ход аномалий аккумуляции ΔA_k (1) и абляции ΔA_b (3) на леднике Джанкуат и соответствующих им аномалий зимних осадков ΔP (2) и летней температуры ΔT (4) на метеостанции Теркол по сравнению со средним за 1967–2015 гг.

а – коэффициент корреляции значимый и составляет 0.7; *б* – коэффициент корреляции значимый и составляет 0.64; штриховые линии – нулевые аномалии аккумуляции и абляции.

зон абляции и т. д. [Munro, 1989; Anslow et al., 2008].

Обширная программа метеорологических и гидрологических наблюдений проводилась на станции Джанкуат в 1970-х гг. [Волошина, 2001]. С 2007 г. появилась возможность измерений посредством современного метеорологического оборудования, которое позволяет получать высокодискретные ряды метеорологических данных на леднике Джанкуат. В настоящей работе на основе данных измерений на леднике Джанкуат оценивается точность расчетов турбулентного теплообмена различными методами. Рассматривается вклад всех компонентов теплового баланса, предпринимаются попытки физической интерпретации механизмов интенсивного таяния ледника в последние десятилетия.

ДАнные И МЕТОды ИССЛЕДОВАНИЯ

Описание гляциологических и метеорологических измерений

Географическое положение ледника Джанкуат дано на рис. 1. Объект относится к характерным для Кавказа ледникам долинного типа и имеет ступенчатую морфологию. Ортогональная площадь ледника Джанкуат составляет 2.688 км², физическая – 2.93 км². Средний уклон поверхности

23° (в среднем 15–16° на языке, 25–27° в районе центральных ледопадов, 7–8° на Джантуганском плато). Преимущественная экспозиция северо-северо-западная, ледник лежит в высотном поясе 2700–3700 м. Длина ледника по направлению основного ледового потока с Джантуганского плато составляет 3.1 км, ширина меняется от 500 м на языке до 1.5 км в средних высотно-морфологических зонах. Вмещающий рельеф – Главный Кавказский Хребет и отрог Курмычи – характеризуется альпинотипными скальными формами и высотами 3800–4100 м.

Ежегодно на гляциологическом стационаре МГУ Джанкуат проводятся масс-балансовые работы, включающие измерения максимальной толщины снежного покрова перед началом сезона абляции с точностью 3–7 % (в зависимости от числа снегомерных точек), плотности снежного покрова в опорных шурфах, а также слоя стаивания снега и льда по опорным рейкам в период с последней декады мая по последнюю декаду сентября включительно [Поповнин, 1989]. Средняя точность оценки суточной абляции по опорным рейкам составляет 7 %, сезонного таяния 3 % [Голубев и др., 1978].

Метеорологические измерения проводятся с середины июня до середины сентября, охватывая

Таблица 1.

Виды и точность метеорологических измерений, выполняемых на леднике Джанкуат в период 2007–2015 гг.

Оборудование	Точность измеряемых величин (по модулю)					Период наблюдений**	Частота измерений
	Температура, °С	Относительная влажность, %	Скорость ветра, м/с	Компоненты радиационного баланса*, Вт/м ²	Расстояние до поверхности льда H, м		
VAISALA MT300	0.2	5	–	–	–	15.06.07–30.09.07 (107) 17.06.08–30.09.08 (105)	15 мин
CAMPBELL	–	–	0.5–2.0	–	–	01.07.09–30.09.09 (91) 09.07.10–29.09.10 (82)	
KEEP&ZONNEN 1	–	–	–	15	–	10.07.12–05.08.12 (26) 07.07.13–09.09.13 (64)	
SONIC RANGER	–	–	–	–	0.04–0.06	19.06.14–30.09.14 (103) 07.07.15–04.09.15 (59)	
AGM DAVIS***	0.4	10	0.5–2.0	–	–	05.07.15–15.08.15 (41)	15 мин
ГМ Асмана–Фусса****	0.2	5	0.1–0.5	–	–	05.08.10–13.08.10 (9) 12.07.12–15.07.12 21.07.12–25.07.12 (9)	30 мин
Акустический анемометр GILL	0.05–0.10	–	0.01–0.05	–	–	12.07.13–03.08.13 09.08.13–16.08.13 26.08.13–06.09.13 (42) 30.06.14–30.07.14 (30)	10 Гц

* Потоки приходящей и отраженной коротковолновой радиации, потоки длинноволнового излучения атмосферы и поверхности ледника.

** В скобках указано число суток с измерениями.

*** Автоматизированная градиентная мачта (АГМ) с температурно-влажностными и ветровыми датчиками DAVIS, измерения проводились на уровнях 0.25, 0.5, 1 и 2 м над поверхностью ледника.

**** Градиентная мачта (ГМ), оснащенная психрометрами Асмана и анемометрами Фусса, измерения проводились на уровнях 0.25, 0.5, 1 и 2 м над поверхностью ледника.

большую часть сезона абляции. В некоторые годы из-за сложных погодных условий или в связи с напряженной политической обстановкой в регионе период наблюдений оказывается существенно короче. В работе используются метеорологические данные, полученные авторами на леднике Джанкуат в сезоны абляций в 2007–2015 гг. (табл. 1). Краткое их описание приведено ниже.

1. Основные метеорологические наблюдения, включающие измерения температуры воздуха, относительной влажности, скорости и направления ветра на уровне 2 м над поверхностью; актинометрические измерения на уровне 1 м над поверхностью; измерения уровня ледниковой поверхности. Измерения проводились в автоматизированном режиме с помощью соответствующих датчиков (см. табл. 1), которые подключались к системному блоку автоматической метеостанции (АМС) CAMPBELL.

2. Автоматическая градиентная мачта (АГМ) DAVIS включала 4 температурно-влажностных и 4 ветровых датчика, размещенных на уровнях 0.25, 0.5, 1.0 и 2.0 м над ледниковой поверхностью. Эти измерения проводились только в 2015 г. с целью получения профилей температуры, относительной влажности и скорости ветра в приземном слое атмосферы, необходимых для оценки турбулентных потоков тепла и влаги методом Монино–Обухова.

3. Измерения пульсаций трех компонент скорости ветра и температуры проводились ультразвуковым трехкомпонентным анемометром GILL WindMaster с целью оценки турбулентного теплообмена ледника с атмосферой прямым методом.

Методы расчетов компонентов теплового баланса

Анализ уравнения теплового баланса и его упрощение. В общем виде уравнение теплового баланса ледника записывается так:

$$c_i \rho_i h \frac{\partial T_h}{\partial t} + L_i \rho_i \frac{\partial h}{\partial t} = (SW^- - SW^+) - (LW^+ - LW^-) + H + LE - Q_D + P_{liq} + F_{liq}. \quad (1)$$

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^- – приходящая 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) (где T – температу-

ра, q – массовая доля водяного пара, измеренные на уровнях $z = 0.25, 0.5, 1, 2$ м (см. табл. 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.

Применяя уравнение (1) к леднику Джанкуат (и большинству ледников Центрального Кавказа), 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) 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 – ее теплоемкость (4220 Дж/кг); ΔT – разность температур между каплей дождя и льдом, °С.

Допустим, что 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-миллиметрового слоя жидких осадков составит примерно 0.3 мДж/м², или около 1 % от полной энергии суточного таяния. Вклад этой величины может быть значимым лишь в случае экстремальных дождей в сезон таяния (более 50 мм за сутки), наблюдающихся на этих высотах примерно один раз в 10 лет. Сходные оценки суммарной величины потока тепла с дождями P_{liq} и водотоками F_{liq} (порядка 2 % от суммы радиационного баланса) получены в работах [Волошина, 2001; Poggi, 1977; MacDougall, Flowers, 2011]. Исходя из этого, в задаче суточных и сезонных оценок составляющих теплового баланса величинами P_{liq} и F_{liq} можно пренебречь.

В итоге уравнение (1) можно переписать в упрощенном виде:

$$L_i \rho_i \frac{\partial h}{\partial t} = (SW^+ - SW^-) + (LW^+ - LW^-) + H + LE. \quad (2)$$

Вводя величину альбедо $A = SW^- / SW^+$, уравнение (2) можно записать так:

$$L_i \rho_i \frac{\partial h}{\partial t} = SW^+ (1 - A) + (LW^+ - LW^-) + H + LE. \quad (3)$$

Если величину $L_i \rho_i \frac{\partial h}{\partial t}$ обозначить через Q_{melt} (затраты тепла на таяние льда), а выражение $SW^+(1 - A) - (LW^+ - LW^-)$ – через R (радиационный баланс), то уравнение (3) можно записать в более общей форме:

$$Q_{melt} = R + H + LE. \quad (4)$$

Компоненты уравнения (4) оценивались во многих работах [Ohmura, 2001; Hock, 2003; Mölg, Hardy, 2004; Mölg et al., 2008; Wheeler et al., 2014]. В большинстве случаев максимальный вклад вносит радиационный баланс R (50–85 %), на втором месте турбулентный теплообмен H (10–50 %). Поток тепла, выделяющегося при конденсации водяного пара на поверхности ледника оказывается наименее значимым, тем не менее его вклад ощутим (2–10 %).

На стационаре ледника Джанкуат компоненты радиационного баланса измеряются с помощью современных радиометров КЕЕР&ZONNEN достаточно точно (см. табл. 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 забраковывать, а итоговая точность измерений радиационных потоков принимается равной ± 25 Вт/м².

Рассмотрим основные методы оценок турбулентного тепло- и влагообмена ледника с атмосферой, которые использовались в настоящей работе. Отметим, что дифференциалы, фигурирующие в определении потоков, заменяются конечными разностями в силу неизбежной пространственно-временной дискретности измерений.

Метод теплового баланса основан на анализе членов уравнения (4). При этом величина радиационного баланса R известна из измерений. Затраты тепла на таяние Q_{melt} за определенный промежуток времени (часы, сутки) оценивается как произведение измеренного с помощью датчика Sonic Ranger слоя стаивания Δh на величину $L_i \rho_i$. Для оценки турбулентных потоков тепла и затрат тепла на испарение введем отношение Боуэна:

$$Bo = \frac{H}{LE} = \frac{c_p \Delta T}{L \Delta q},$$

которое определяется по измеренным вертикальным градиентам температуры и массовой доли водяного пара надо льдом. В случае отсутствия градиентных измерений оценивается разность между температурой воздуха, измеренной на уровне 2 м надо льдом, и температурой в слое воздуха, непосредственно примыкающем к ледовой поверхности (вязкого ламинарного подслоя), которая в условиях абляции полагается равной 0 °С. Так же

оценивается и градиент водяного пара: на уровне 2 м он измеряется, в то время как в вязком ламинарном подслое соответствует состоянию насыщения при температуре 0 °С (в случае условий ледника Джанкуат равен 5.6 ГПа). Используя отношение Боуэна, можем из преобразованного уравнения (4) определить турбулентные потоки тепла и водяного пара:

$$LE = \frac{Q_{melt} - R}{Bo + 1}, H = LE \cdot Bo.$$

В случае технических проблем с датчиком Sonic Ranger использовалась эмпирическая формула, позволяющая рассчитывать слой стаивания h по метеорологическим параметрам [Рец и др., 2011]

$$h = \frac{R + H + LE}{L}.$$

В этом случае турбулентные потоки тепла и водяного пара рассчитывались по соотношениям, предложенным в работе [Кузьмин, 1961]:

$$H = (\alpha_1 + \beta_1 u_2)(T_2 - T_0),$$

$$LE = (\alpha_2 + \beta_2 u_2)(e_2 - e_0).$$

Здесь u_2 , T_2 , e_2 – скорость ветра, температура и парциальное давление водяного пара на 2 м над поверхностью ледника; T_0 – температура поверхности, которая задается равной 0 °С в условиях абляции; e_0 – соответствующее ей значение давления насыщения, равное 6.1 ГПа; $\alpha_1 = 3.37$, $\beta_1 = 1.83$, $\alpha_2 = 0.7$, $\beta_2 = 0.38$ – эмпирические коэффициенты, учитывающие вклад термической конвекции и турбулентного обмена над ледово-снежной поверхностью. Здесь и далее используемое приложение метода теплового баланса формулируется как “метод Кузьмина” [Кузьмин, 1961].

Метод Монина–Обухова – один из наиболее развитых в геофизической гидродинамике, в частности в физике атмосферы, основан на теории размерностей и подобия [Монин, Яглом, 1965]. Суть метода состоит в строгом выражении турбулентных потоков тепла, влаги и импульса через универсальные безразмерные функции, зависящие прежде всего от температурной стратификации. Данный метод работает при условии горизонтальной однородности подстилающей поверхности, в предположении о стационарности метеорологических условий в течение заданного промежутка времени (в нашем случае 15 мин), а также о неизменности турбулентных потоков по высоте в приземном слое. Последнее условие позволяет ввести постоянные масштабы для скорости трения u_* , температуры T_* и удельной влажности q_* , которые затем используются для построения безразмерных функций:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}, T_* = -\frac{H}{\kappa \rho u_*}, q_* = -\frac{E}{\kappa \rho u_*}. \quad (5)$$

Здесь τ – напряжение трения ветра, Н/м²; κ – постоянная Кармана, равная 0.4; остальные переменные и константы определены выше. Кроме этих безразмерных параметров, важной величиной, определяющей интенсивность турбулентного обмена, является параметр плавучести $\beta = g/T$ (g – ускорение свободного падения).

Безразмерные вертикальные профили скорости ветра u/u_* , температуры T/T_* и удельной влажности q/q_* в приземном слое воздуха, определяющие турбулентные потоки, описываются универсальными функциями f , зависящими от безразмерной переменной z/L , где z – высота над поверхностью ледника, а L_{MO} – так называемый масштаб длины Монины–Обухова, который является единственной комбинацией определенных выше параметров u_* , T_* , β :

$$L_{MO} = \frac{u_*^2}{\kappa^2 \beta T_*}.$$

Асимптотическое поведение универсальных функций при безразличной, сильно устойчивой или сильно неустойчивой стратификации изучено достаточно подробно [Монин, Яглом, 1965; Зилитинкевич, 1970] и записывается в следующем виде:

$$f = \begin{cases} \ln(z/L) + \frac{10z}{L} & \text{при } z/L > 0, \\ \ln(|z/L|) & \text{при } -0.07 \leq z/L \leq 0, \\ 0.25 + 1.2(z/L)^{-1/3} & \text{при } z/L < -0.07. \end{cases} \quad (6)$$

Положительные значения аргумента z/L_{MO} соответствуют устойчивой стратификации, диапазон $-0.07 \leq z/L_{MO} \leq 0$ – безразличной, значения $z/L_{MO} < -0.07$ – неустойчивой стратификации (режиму термической конвекции). Над поверхностью ледника летом преобладает устойчивая стратификация, поэтому в большинстве случаев

$$f = \ln\left(\frac{z}{L_{MO}}\right) + \frac{10z}{L_{MO}}. \text{ Уровень шероховатости нами}$$

принимался постоянным (учитывая относительную однородность поверхности льда в окрестностях точки измерений), равным 0.01 м, потоки тепла и водяного пара рассчитывались с временной дискретностью 15 мин, согласно изложенному выше:

$$H = c_p \rho u_* T_*, \quad LE = L \rho u_* q_*. \quad (7)$$

Задача расчета потоков свелась к поиску масштабов скорости u_* , температуры T_* и влажности q_* . В работе [Зилитинкевич, 1970] изложена схема расчетов u_* , T_* , q_* для произвольного количества измерительных уровней, которая была использована нами:

$$a_* = \frac{N_a \sum_{n=1}^{N_a} a_n f(z_n/L) - \sum_{n=1}^{N_a} a_n \sum_{n=1}^{N_a} f(z_n/L)}{N_a \sum_{n=1}^{N_a} f^2(z_n/L) - \left[\sum_{n=1}^{N_a} f(z_n/L) \right]^2}.$$

Здесь a_* , a_n и f_a определяются в зависимости от того, поток какой физической субстанции восстанавливается: $a_* = T_*$, $a = T$ для турбулентного потока тепла; $a_* = q_*$, $a = q$ для турбулентного потока водяного пара; N_a – количество измерительных уровней; f – универсальная функция, определенная по соотношениям (6).

Комбинируя уравнения для u_* и T_* (5) и одно из уравнений для универсальной функции (6) (зависимость от стратификации), получаем систему из трех уравнений с тремя неизвестными – u_* , T_* , L . Решая трансцендентные уравнения для u_* и T_* методом подбора корня, находим все неизвестные и для полученного L рассчитываем величину q_* . Тогда рассчитать турбулентные потоки тепла и водяного пара по формулам (7) не составит труда.

Аэродинамический метод. В общем виде формулы для расчета турбулентных потоков тепла и водяного пара в рамках аэродинамического метода представляются в виде

$$H = c_p k \rho (T_2 - T_0), \quad LE = L k \rho (q_2 - q_0).$$

Поскольку в рамках метода температура T и влагосодержание q измеряются на двух уровнях (2 м и вблизи поверхности), единственным неизвестным членом является коэффициент турбулентного обмена k , который обычно определяется следующим образом:

$$k = \frac{\kappa^2 u}{(\ln(z_2/z_0))^2} f(Ri_b),$$

где z_0 – параметр шероховатости, для различных ледников он колеблется от 0.5 до 3 мм, в нашем случае $z_0 = 1$ мм; $f(Ri_b)$ – функция объемного числа Ричардсона, учитывающая стратификацию в приземном слое атмосферы:

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

Метод турбулентных пульсаций (или прямой метод) предполагает измерения пульсаций трех компонент скорости ветра (вертикальной и двух горизонтальных) u' , v' , w' , температуры T' , удельной влажности q' в слое постоянных потоков (приземном слое) с помощью высокочувствительных акустических анемометров, основанных на эффекте Доплера. Потоки тепла и водяного пара вычисляются по ковариациям между ними:

$$H = c_p \rho_0 \overline{w'T'}, \quad LE = \rho_0 L \overline{w'q'}.$$

(Подробно с методикой расчетов можно ознакомиться, например, в [Andreas et al., 2005; Kaimal, Gairon, 1991].)

Оптимальная частота измерений соответствует частоте наиболее мелких турбулентных пульсаций в атмосфере и составляет 10–20 Гц. Время осреднения полученных данных выбирается так, чтобы оно обеспечивало статистическую устойчивость результатов [Kaimal, Gairon, 1991]. Как показали специальные исследования, опубликованные еще в [Волков, 1968], оптимальное время осреднения составляет 30 мин.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Оценка методов расчета слоя абляции

Прямые измерения слоя стаивания датчиком Sonic Ranger, позволившие оценить величину Q_{melt} в уравнении (3), в сочетании с достаточно точными измерениями радиационного баланса R дали возможность подобрать оптимальный метод расчета турбулентных потоков. Иными словами, суммарная сумма радиационного баланса R в уравнении (4) задавалась по данным измерений и оставалась неизменной, в то время 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 пятнадцатидневные (пятидневные) оценки.

Рассмотрим результаты сравнения используемых методов, приведенные на рис. 3. Видно, что точность оценки слоя абляции существенно зависит от выбора метода расчета турбулентных потоков тепла. Коэффициент детерминации R^2 показывает точность аппроксимации полученных линейных зависимостей. Однако точность самих методов следует оценивать по полученным уравнениям регрессии, которые для всех четырех используемых методов имеют вид прямых $Y = kX + b$. Примечательно, что для всех случаев величина b , характеризующая систематическое завышение слоя стаивания, составила 0.10–0.16 м за 5 сут. Можно предполагать, что ошибка связана с возможным занижением потока отраженной радиации в конкретной точке измерений: альbedo элементарной площадки ледника площадью 100×100 м, выбранной в зоне абляции, весьма изменчивая величина,

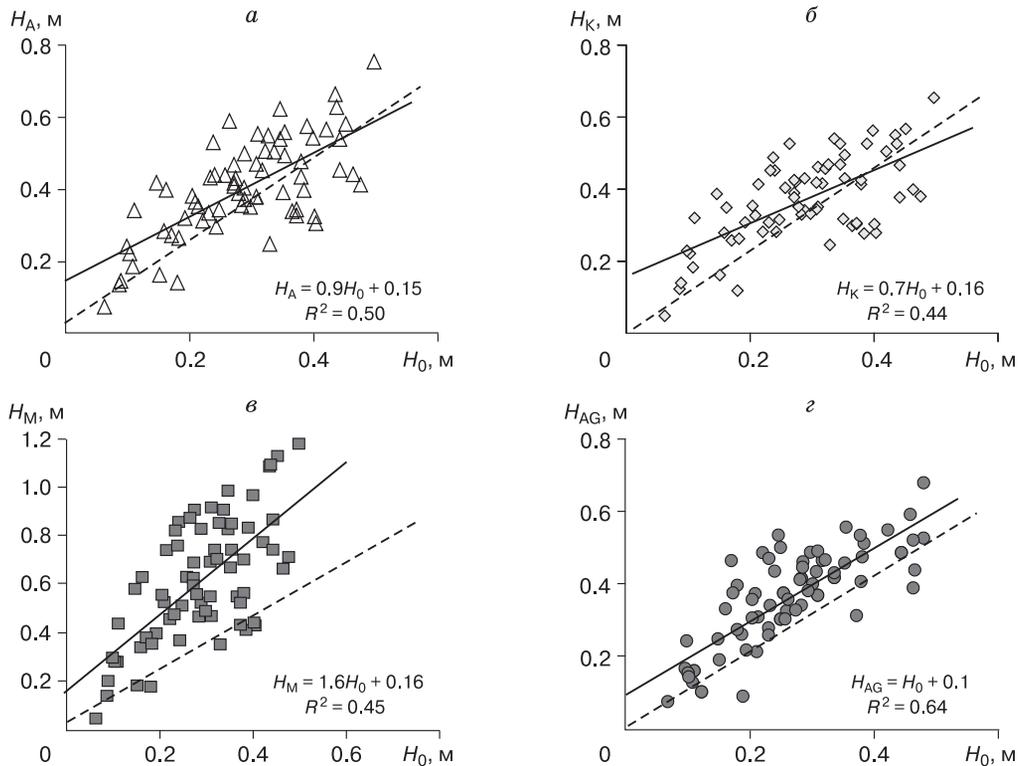


Рис. 3. Диаграммы рассеяния для сравнения измеренной толщины пятидневного слоя абляции H_0 с вычисленной по уравнению теплового баланса (3) с использованием различных схем расчета турбулентного теплообмена:

a – метода аэродинамических формул (H_A); *б* – метода Кузьмина (H_K); *в* – метода Монина–Обухова (H_M); *г* – прямого метода (H_{AG}). Штриховые линии – биссектрисы, соответствующие идеальному совпадению измеренных значений с рассчитанными.

и, как показали натурные измерения, может составлять от 0.2 до 0.4. Другой причиной завышения общего слоя стаивания по сравнению с измеренным может быть допущение равенства температуры на поверхности ледника и в слое шероховатости ($0\text{ }^{\circ}\text{C}$). В реальности это значение может быть выше $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, поскольку поверхность ледника представляет собой смесь тающего льда с мелкими частицами моренного материала и водой. В такой ситуации температурный градиент в приповерхностном слое воздуха окажется меньше, а значит, и реальная величина турбулентного потока тепла будет несколько меньше рассчитанной.

Коэффициент k в рассматриваемых линейных связях между рассчитанным и измеренным слоем стаивания меняется от 0.7 до 1.6. Для метода турбулентных пульсаций его величина равна 1 (см. рис. 3, з). Это означает, что расчет турбулентного потока на основе данных акустического анемометра GILL можно считать эталонным. Погрешность метода связана только с общим завышением слоя стаивания (см. выше). Наименее точным оказался метод Монина–Обухова (см. рис. 3, в): его применение для оценки турбулентного потока тепла приводит к завышению рассчитанного пятидневного слоя стаивания по сравнению с измеренным в 2–2.5 раза, т. е. на 100–150 %. Не слишком успешно зарекомендовал себя и метод Кузьмина, для которого характерна максимальная (по сравнению с другими методами) дисперсия ошибок, определившая самый низкий коэффициент детерминации (0.44). В среднем метод занижает значения потоков на 30 % (см. рис. 3, б). Наиболее успешным оказался метод аэродинамических формул: средняя ошибка без учета систематического завышения составляет 10 %.

На рис. 4 приведен пример сравнения среднесуточных значений турбулентных потоков тепла, рассчитанных по всем используемым методам в 2014 г. Все схемы, кроме метода Монина–Обухова, неплохо воспроизводят межсуточную изменчивость турбулентного теплообмена. Максимальные ошибки отмечаются в малооблачные дни, а также в дни с фёнами, когда существенно нарушаются условия стационарности.

Временная изменчивость компонентов теплового баланса

На рис. 5 приведены примеры межсуточной изменчивости компонентов теплового баланса в IV морфологической зоне ледника Джанкуат, которые были рассчитаны методом аэродинамических формул, оказавшимся наиболее точным. Во всех выбранных случаях во временном ходе компонентов теплового баланса прослеживается 3–7-суточная периодичность, соответствующая типичному периоду синоптической изменчивости, которая в условиях высокогорного района Кавка-

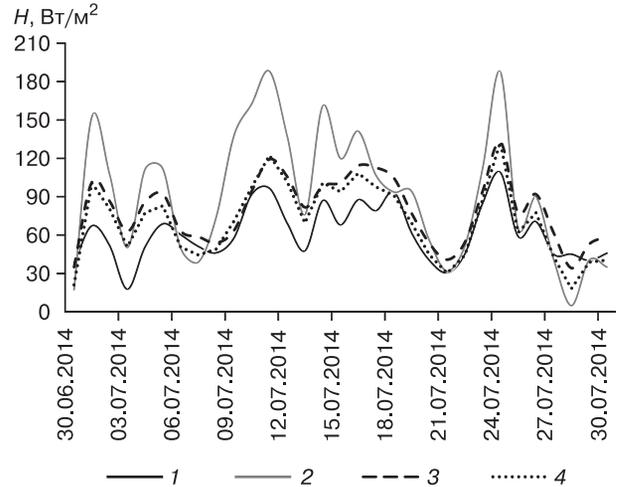


Рис. 4. Сравнение среднесуточных значений турбулентных потоков тепла H , рассчитанных для июля 2014 г. по методам:

1 – турбулентных пульсаций, 2 – Монина–Обухова, 3 – Кузьмина, 4 – аэродинамических формул.

за в первую очередь проявляется в режиме облачности, а значит, и радиационного баланса. В год со значительной повторяемостью малооблачных условий (например, 2014-й) коэффициент корреляции между среднесуточными затратами тепла на таяние и радиационным балансом составил -0.94 (см. рис. 5, з), в то время как в условиях наиболее облачного сезона абляции (2008 г.) он составил всего -0.6 . В остальные годы коэффициент корреляции колебался от -0.65 до -0.81 . Менее изменчивая связь прослеживается между затратами тепла на таяние и турбулентным теплообменом: нормированный коэффициент корреляции меняется в диапазоне $-0.74\dots-0.85$. Статистически значимая связь между величиной потока тепла за счет конденсации пара на поверхности ледника и затратами тепла на таяние была выявлена только для 2008 г. и составила -0.64 .

Средние значения компонентов радиационного баланса и соответствующих им метеорологических величин за период 2007–2015 гг. приведены в табл. 2. 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 ледника Джанкуат в 80 % случаев. Сравнительно небольшой межгодовой изменчивостью характеризуется и относительная влажность (около 10 %), хотя межсуточная изменчивость этой величины может быть значительной (минимальные значения во время фёнов достигают 13–18 %). Температура воздуха на уровне 2 м над поверхностью более изменчива:

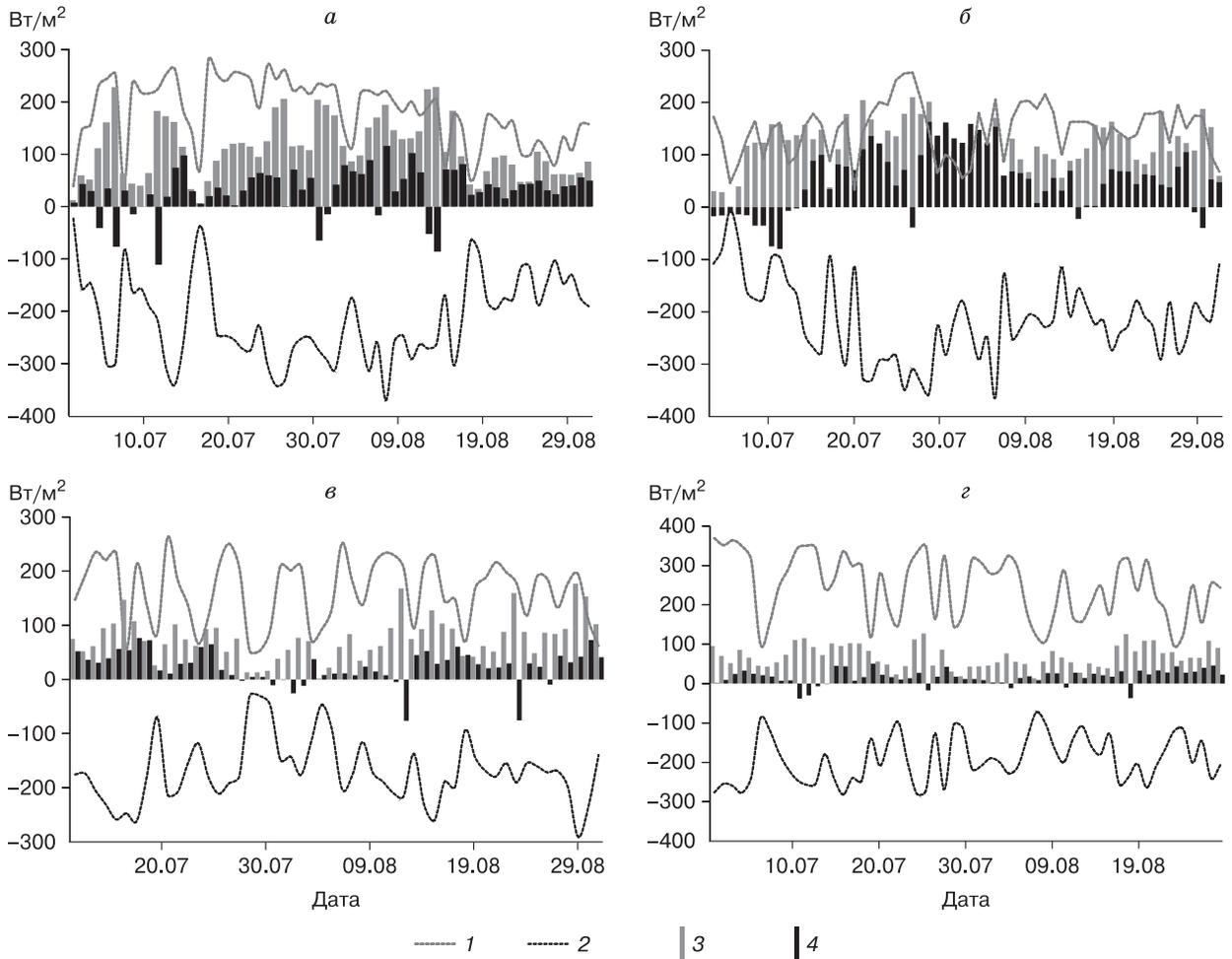


Рис. 5. Временной ход компонентов теплового баланса на леднике Джанкуат в период активной абляции (июль–август).

a – 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.

в среднем за сезон абляции она составляет $+7.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, однако среднеквадратическое отклонение достигает $2.3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Межгодовая изменчивость температуры тесно связана с изменчивостью приходящей коротковолновой радиации, а значит, и с затратами тепла на таяние (см. табл. 2).

В табл. 3 приведены суммы компонентов радиационного баланса за период максимальной абляции. Проявляются минимумы приходящей коротковолновой радиации и радиационного баланса в целом в 2009 и 2013 гг. Как следует из табл. 2, этим годам соответствуют отрицательные аномалии температуры, осредненной за этот же период. Интересным исключением является 2008 год, для которого характерна минимальная за рассматриваемый период сумма радиационного баланса (13.2 мДж/м^2), при этом температура воздуха составляет $+8.1\text{ }^{\circ}\text{C}$, что выше среднего много-

летнего значения на $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Это связано с ролью синоптических процессов в формировании температурного режима: циклонический характер погоды в сезон абляции 2008 г. обусловил высокую повторяемость облачных дней и частую адвекцию теплого воздуха из тропических широт. Отмечается также значительная изменчивость альбедо в точке наблюдений в пределах зоны абляции: при среднем значении 23 % среднесезонные значения варьируют от 18 до 32 %. Оценка пространственно-временной изменчивости альбедо, связанная со снегопадами разной интенсивности в начальный и конечный периоды сезона абляции [Волошина, 2001], а также оценка роли осажженного атмосферного аэрозоля [Lim et al., 2017] являются важными проблемами в тепловых балансовых задачах гляциологии. Измерения в одной точке, анализируемые в данной работе, имеют физический смысл,

Таблица 2. Среднесуточные метеорологические величины на леднике Джанкуат в 2007–2015 гг., осредненные за сезон абляции (июль–август)

Год	Основные метеорологические величины							Составляющие радиационного баланса*, Вт/м ²				Характеристики таяния**	
	Температура воздуха <i>T</i> , °C			Относительная влажность <i>F</i> , %		Скорость ветра <i>U</i> , м/с		<i>SW</i> ⁺	<i>SW</i> ⁻	<i>LW</i> ⁺	<i>LW</i> ⁻	<i>M</i> , Вт/м ²	<i>H</i> , мм
	сред.	мин.	макс.	сред.	мин.	сред.	макс.						
2007	8.0(±2.6)	0.4	13.5	66(±19)	13	3.8(±1.7)	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	4.2(±1.8)	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	3.8(±1.7)	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	4.2(±1.3)	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	3.9(±1.6)	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	3.5(±2.0)	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	3.6(±1.6)	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	4.0(±1.8)	8.9	308(±78)	75(±22)	357(±10)	332(±5)	-322(±120)	-3754
Среднее	7.5(±2.3)	1.1	14.4	70(±17)	25	3.9(±1.7)	8.9	231(±94)	63(±25)	300(±10)	317(±5)	-283(±116)	-3276

Примечание. В скобках даны стандартные отклонения соответствующих величин.

* *SW*⁺ – приходящая коротковолновая (солнечная) радиация; *SW*⁻ – отраженная коротковолновая радиация; *LW*⁺ – длинноволновое (тепловое) излучение атмосферы; *LW*⁻ – длинноволновое излучение поверхности ледника.

** *M* – среднесуточные затраты тепла на таяние льда; *H* – сумма абляции за год.

однако не отражают в полной мере вариации потока отраженной радиации.

В табл. 3 и на рис. 6, а представлена межгодовая изменчивость структуры теплового баланса ледника Джанкуат. Максимальные значения слоя абляции даже на основе такой короткой выборки не всегда тесно связаны со средней температурой воздуха. Выделяются два типа распределения вклада различных факторов. Первый тип характеризуется доминирующей ролью радиационного баланса (до 70–80 %), второй – 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, а первый тип может наблюдаться как на фоне аномально теплого сезона (2007, 2015 гг.),

так и на фоне аномально холодного (2009, 2013 гг.). Это объясняется тем, что вклад радиационного фактора в таяние определяется прежде всего приходящей коротковолновой радиацией, которая зависит от облачности. Высокая доля турбулентного потока тепла отмечается в те годы, когда температура воздуха устойчиво выше нормы, поэтому градиент температуры в приземном слое воздуха выше среднего. Такая ситуация может наблюдаться в любых синоптических условиях.

В табл. 4 дана сравнительная характеристика результатов, полученных в настоящей работе, с данными других авторов по горным ледникам умеренной климатической зоны [Волошина, 2001; Poggi, 1977; Takeuchi et al., 1999; Ohmura, 2001]. Превалирующая роль радиационного баланса характерна для ледников в диапазоне высот 2200–

Таблица 3. Суммарные компоненты теплового баланса (мДж/м²) на леднике Джанкуат в период наиболее высокой абляции за 2007–2015 гг.

Год	<i>SW</i> ⁺	<i>SW</i> ⁻	<i>LW</i> ⁺	<i>LW</i> ⁻	<i>A</i> , %	<i>R</i>	<i>H</i>	<i>LE</i>	<i>Q</i> _{melt}	<i>Q</i> _{melt} ⁰
2007	26.1	4.9	24.6	27.3	19	18.5 (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	26.6	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	26.1	27.2	23	16.9 (59–69)	9.0 (31)	2.8 (10)	-28.7	-24.5

Примечание. *A* – альbedo поверхности, *R* – радиационный баланс (в скобках – его вклад в таяние согласно расчетам (первое значение) и на основе измерений (второе значение), %); *H*, *LE* – турбулентные потоки тепла и влаги соответственно (в скобках – их вклады в таяние согласно расчетам, %); *Q*_{melt} – рассчитанные затраты тепла на таяние; *Q*_{melt}⁰ – затраты тепла на таяние, полученные на основе натуральных данных.

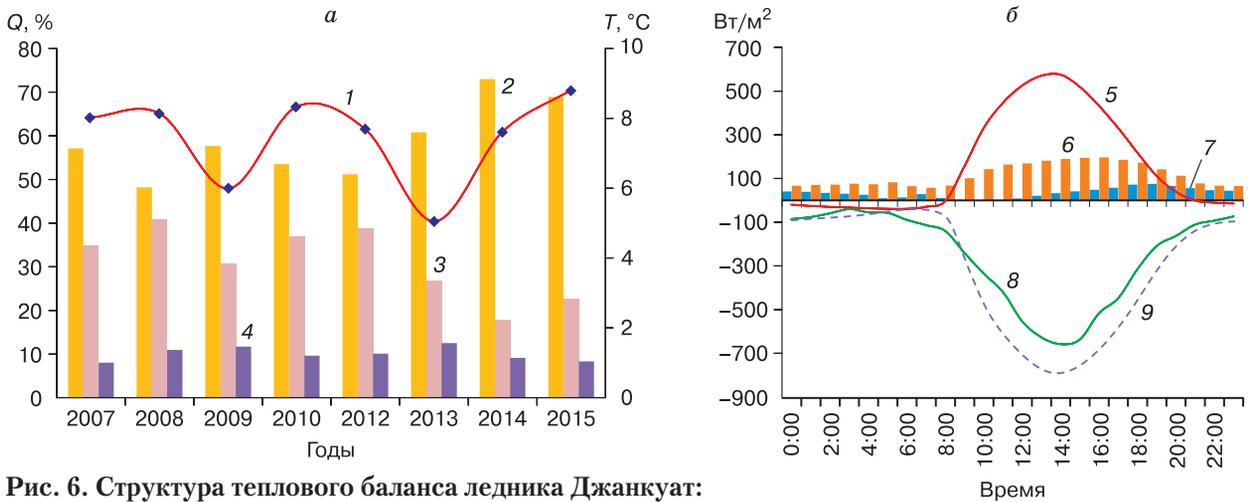


Рис. 6. Структура теплового баланса ледника Джанкуат:

a – 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 компонентов 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).

3200 м над уровнем моря, в то время как для ледников, расположенных на высотных уровнях 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 радиационного компонента в таяние составляет 70–80 %, турбулентного потока тепла – 20–30 %, а величина LE может быть как положительной, так и отрицательной (на леднике Гарабаши преобладают затраты тепла на испарение, в то время как на Джанкуате, предположительно, теплота конденсации).

Данные по леднику Марух интерпретировать достаточно сложно: прежде всего речь идет об абсолютном преобладании радиационного баланса (98 %), которое в работе [Волошина, 2001] не комментируется. Возможно, такая необычная структура теплового баланса связана с преобладанием дневных измерений и с недостаточным объемом выборки.

На рис. 6, б представлен осредненный за весь период наблюдения суточный ход компонентов теплового баланса на леднике Джанкуат. В ночные часы таяние полностью определяется турбу-

Таблица 4.

Средний вклад основных компонентов теплового баланса в таяние ледников умеренных широт (Q_{melt}) в сравнении с ледником Джанкуат

Ледник	Высота, м	R	H	LE	Q_{melt}	Δ	Источник
Kesselwandferner (Альпы)	3240	54	62	-8	-100	-8	[Ohmura, 2001]
Ewigshneefeld (Альпы)	3366	93	9	-4	-98	0	То же
Aletschgletscher (Альпы)	2220	71	21	8	-100	0	»
Медвежий (Памир)	3050	95	5	-3	-97	3	[Волошина, 2001]
Малый Актру (Алтай)	2340	82	15	3	-100	0	То же
Марух (Кавказ)	2910	98	1	1	-100	-1	»
Гарабаши (Кавказ)	3500	82	18	-9	-91	-9	»
Джанкуат (Кавказ)	2950	69	31	10	-100	-10	Настоящая работа
Ampere glacier (Кергелен)	550	58	25	16	-99	-1	[Poggi, 1977]
Moreno (Анды)	480	47	50	1	-98	-2	[Takeuchi et al., 1999]
Tyndall (Анды)	620	60	34	5	-99	-1	То же

Примечание. 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 Q_D, P_{lig}, F_{lig} в уравнении (1). Максимальная невязка Δ получена авторами для ледника Джанкуат. Причиной невязки является систематическое завышение турбулентного потока тепла (см. выше), связанное с занижением температуры поверхности льда за счет наличия жидкой воды и частиц морены.

лентным теплообменом, который особенно велик в случае фёнов. Этот известный эффект, называемый “катабатическая добавка”, описан, например, в [Broeke, 1997]. Расчетные методы существенно завышают затраты тепла на таяние в дневные часы. Возможные причины этого эффекта рассмотрены выше.

ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ данных масс-балансовых наблюдений на леднике Джанкуат за период 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.

На основе результатов метеорологических измерений рассчитаны главные компоненты теплового баланса для сезона абляции с 2007 по 2015 г. Получены количественные оценки точности расчета турбулентных потоков тепла с помощью различных методов на основе сравнения с измеренным слоем абляции. Показано, что в качестве “эталонного” можно использовать прямой пульсационный метод, основанный на измерениях с помощью трехкомпонентного акустического анемометра. Среди расчетных методов оценки турбулентного теплообмена наиболее точным является метод аэродинамических формул: модуль ошибки не превышает 10 %.

Выполнена оценка временной изменчивости основных компонентов теплового баланса и вкладов различных факторов в формирование слоя стаивания: радиационного баланса на уровне 50–80 %, турбулентного теплообмена 20–40 %. Для ледников Кавказа такой результат получен впервые: данные, опубликованные в [Волошина, 2001], свидетельствуют о существенно меньшей роли турбулентного тепло- и влагообмена в 60–80-е гг. XX в. (не более 20 %). Помимо различий в методике и сроках измерений, полученные расхождения могут быть связаны с изменением структуры теплового баланса в последние 15–20 лет. В частности, статистически значимое повышение температуры воздуха в летний сезон могло повлечь за собой увеличение турбулентного теплообмена между ледниками и приземным воздухом. Рост температуры тропосферы в силу соотношения Клаузиуса–Клапейрона мог стать причиной увеличения влагосодержания, что привело к увеличению потока влаги от атмосферы к поверхности льда, а значит, к росту теплоты конденсации.

Принимая во внимание сценарии IPCC, согласно которым глобальное потепление в течение XXI в. будет продолжаться (<http://www.ipcc.ch/report/graphics/index.php>), можно предположить, что энергия турбулентных притоков тепла к гор-

ным ледникам Кавказа будет возрастать. Кроме того, повышение температуры и влагосодержания тропосферы приведет к росту нисходящего потока длинноволновой радиации над ледниковыми районами, что, в частности, показано в работах [Торопов и др., 2016; Philipona, 2012], и также будет способствовать росту летней абляции.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 17-05-00771; 15-05-00599).

Литература

- Волков Ю.А.** Анализ спектров морского волнения, развивающегося под действием турбулентного ветра // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1968, т. 4, с. 957–968.
Volkov, Yu.A., 1968. Analysis of the spectra of sea disturbance developing under the influence of a turbulent wind. Izv. AN SSSR, physics of atmosphere and ocean, vol. 4, 957–968.
- Волошина А.П.** Метеорология горных ледников // Материалы гляциол. исслед., 2001, вып. 92, с. 3–138.
Voloshina, A.P., 2001. The meteorology of mountain glaciers. Materialy glatsiol. issled., issue 92, 3–138.
- Голубев Г.Н.** Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ) / Г.Н. Голубев, М.Б. Дюргеров, В.А. Маркин и др. Л., Гидрометеоздат, 1978, 184 с.
Golubev, G.N., Durgerov, M.B., Markin, V.A., Vari, L.B., et al., 1978. The Djankuat Glacier (Central Caucasus). Gidrometeoizdat, Leningrad, 184 pp. (in Russian)
- Зилитинкевич С.С.** Динамика пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеоздат, 1970, 290 с.
Zilitinkevich, S.S., 1970. Dynamics of the Marginal Stratum of the Atmosphere. Gidrometeoizdat, Leningrad, 290 pp. (in Russian)
- Котляков В.М.** Мир снега и льда. М., Наука, 1994, 286 с.
Kotlyakov, V.M., 1994. The World of Snow and Ice. Nauka, Moscow, 286 pp. (in Russian)
- Кузьмин П.П.** Процесс таяния снежного покрова. Л., Гидрометеоздат, 1961, 346 с.
Kuzmin, P.P., 1961. The Process of Snow Cover Melting. Gidrometeoizdat, Leningrad, 346 pp. (in Russian)
- Монин А.С.** Статистическая гидромеханика. Часть I / А.С. Монин, А.М. Яглом. М., Наука, 1965, 641 с.
Monin, A.S., Yaglom, A.M., 1965. Statistical Hydromechanics. Part I. Nauka, Moscow, 641 pp. (in Russian)
- Поповнин В.В.** Бюджетная эволюция репрезентативного ледника Джанкуат: Дис. ... канд. геогр. наук. М., 1989, 309 с.
Popovnin, V.V., 1989. The budget evolution of the representative Djankuat Glacier. Candidate thesis (geography). Moscow, 309 pp. (in Russian)
- Рец Е.П., Фролова Н.Л., Поповнин В.В.** Моделирование таяния поверхности горного ледника // Лед и снег, 2011, т. 116, № 4, с. 24–31.
Rets, E.P., Frolova, N.L., Popovnin, V.V., 2011. Modeling melting of the alpine glacier surface. Led i Sneg 116 (4), 24–31.
- Торопов П.А., Михаленко В.Н., Кутузов С.С. и др.** 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.
Toropov, P.A., Mikhailenko, V.N., Kutuzov, S.S., Morozova, P.A., Shestakova, A.A., 2016. Temperature and radiation regime of glaciers on slopes of the Mount Elbrus in the ablation period over last 65 years. Led i Sneg 56 (1), 5–19.

- Andreas, E.L., Jordan, R.E., Makshtas, A.P.** Parameterizing turbulent exchange over sea ice: the ice station Weddell results // *Boundary-Layer Meteorol.*, 2005, vol. 114, p. 439–460.
- Anslow, F.S., Hostetler, S., Bidlake, W.R., Clark, P.U.** Distributed energy balance modeling of South Cascade Glacier, Washington and assessment of model uncertainty // *J. Geophys. Res.*, 2008, vol. 113, F02019, DOI:10.1029/2007JF000850.
- Broeke, M.R.** Momentum, heat and moisture budgets of katabatic wind layer over midlatitude glacier in summer // *J. Appl. Meteorol.*, 1997, vol. 36, iss. 6, p. 763–774.
- 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 // *Ann. Glaciol.*, 2007, vol. 46, p. 227–233.
- Hock, R.** Temperature index melt modelling in mountain areas // *J. Hydrol.*, 2003, vol. 282, p. 104–115.
- Hock, R., Holmgren, B.** A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storgläciären, Sweden // *J. Glaciol.*, 2005, vol. 51, iss. 172, p. 25–36.
- Kaimal, J.C., Gairon, J.E.** Another Look at Sonic Thermometer // *Boundary-Layer Meteorol.*, 1991, vol. 56, p. 401–410.
- Lim, S., Faïn, X., Ginot, P., et al.** Black carbon variability since preindustrial times in Eastern part of Europe reconstructed from Mt Elbrus, Caucasus, ice cores // *Atmospheric Chemistry and Physics, Europ. Geophys. Soc. (Germany)*, 2017, vol. 17, p. 3489–3505.
- MacDougall, A.H., Flowers, G.E.** Spatial and temporal transferability of a distributed energy-balance glacier melt-model // *J. Clim.*, 2011, vol. 24, iss. 5, p. 1480–1498.
- Mölg, T., Hardy, D.R.** Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro // *J. Geophys. Res.*, 2004, vol. 109, p. 1–13, D16104, DOI: 10.1029/2003JD004338, 2004.
- Mölg, T., Cullen, N.J., Hardy, D.R., et al.** Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate // *Intern. J. Climatol.*, 2008, vol. 28, No. 7, p. 881–892.
- Munro, D.** Comparison of melt energy computations and albatometer measurements on melting ice and snow // *Arctic, Antarctic and Alpine Res.*, 1989, vol. 22, p. 153–162.
- Ohmura, A.** Physical basis for the temperature-based melt-index method // *J. Appl. Meteorol.*, 2001, vol. 40, p. 753–761.
- Philipona, R.** Greenhouse warming and solar brightening in and around the Alps // *Intern. J. Climatol.*, 2012, vol. 33, p. 1530–1537.
- Poggi, A.** Heat balance in the ablation area of the Ampere Glacier (Kergelen islands) // *J. Appl. Meteorol.*, 1977, vol. 16, p. 48–55.
- Takeuchi, Y., Naruse, R., Satow, K., Ishikawa, N.** Comparison of heat balance characteristics at five glaciers in southern hemisphere // *Global and Planetary Change*, 1999, vol. 22, p. 201–208.
- Wheler, B.A., MacDougall, A.H., Flowers, G.E., et al.** Effects of temperature forcing provenance and extrapolation on the performance of an Empirical Glacier-Melt Model // *Arctic, Antarctic and Alpine Res.*, 2014, vol. 46, No. 2, p. 379–393.
URL: <http://wgms.ch/> (дата обращения: 30.11.2017).
- URL: <http://www.ipcc.ch/report/graphics/index.php> (дата обращения: 14.12.2017).

Поступила в редакцию
13 июня 2017 г.