

## ПОВЕРХНОСТНЫЕ И ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ СУШИ

УДК 551.345; 557.79

DOI: 10.15372/KZ20230303

## ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЕДНИКОВОГО ПИТАНИЯ РЕК

В.Г. Коновалов\*

*Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия**\*Автор для контакта, vladgeo@gmail.com*

Метод регионального расчета гидрологического режима оледенения включает определение многолетних изменений ледникового стока и ледникового питания в речных бассейнах Северного полушария. Информационной основой для гидрологических и гляциологических расчетов служили: данные мониторинга параметров оледенения в бассейне р. Рона за 1971–2016 гг.; многолетние измерения осадков и температуры воздуха на метеорологических станциях, расположенных на территории Швейцарии. Установлено, что результаты линейной экстраполяции пространственно-временных изменений высотно-площадных характеристик классифицированных совокупностей ледников в речных бассейнах являются достаточной входной информацией для расчета гидрологического режима оледенения. Адекватное описание процесса формирования внутригодового и многолетнего ледникового питания рек должно учитывать различия в абляции, зависящие от пяти типов деятельной поверхности ледников и их высотно-площадных характеристик. Получены удовлетворительные абсолютные и относительные оценки отклонений между измеренным стоком и суммой осадков, испарения и ледникового питания в верховье р. Рона, гидропост Порт-дю-Се, в течение 1971–2010 гг., а также между измеренными и рассчитанными объемами годовых осадков в бассейне р. Рона за 1971–2016 гг.

**Ключевые слова:** водный баланс, ледниковый сток, Евразия, моделирование, классификация ледников, абляция, осадки, бассейн реки Рона.

**Ссылка для цитирования:** Коновалов В.Г. Характеристики ледникового питания рек // Криосфера Земли, 2023, т. XXVII, № 3, с. 31–39. DOI: 10.15372/KZ20230303.

## CHARACTERISTICS OF GLACIAL FEEDING OF RIVERS

V.G. Konovalov\*

*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyj Per. 29, Moscow, 119017 Russia**\*Corresponding author, vladgeo@gmail.com*

The elaborated method of regional calculation of the hydrological regime of glaciation includes determination of long-term changes in glacial runoff and glacial feeding in river basins. For the Rhone River basin, monitoring data on glaciation parameters over the period of 1971–2016 and long-term data on precipitation and air temperature at weather stations of Switzerland were used for hydrological and glaciological calculations. The results of linear extrapolation of spatiotemporal changes in the altitude-area characteristics of the classified groups of glaciers proved to be sufficient for calculating the hydrological regime of glaciation. An adequate description of seasonal and long-term glacial feeding of rivers should take into account spatiotemporal variations in the ablation of glaciers depending on the five types of active glacier surface and their altitude-area characteristics. Satisfactory absolute and relative estimates of differences between the measured runoff and the amount of precipitation, evaporation, and glacial feeding in the upper Rhone River in 1971–2010 (Porte du Scex gauging station), as well as between the measured and calculated annual precipitation in the Rhone River basin for 1971–2016, were obtained.

**Keywords:** water balance, glaciers runoff, Eurasia, modelling, classification of glaciers, ablation, precipitation, basin of the Rhone River.

## ВВЕДЕНИЕ

Глобальные и региональные оценки многолетнего гидрологического режима крупных совокупностей горных ледников необходимы для анализа эволюции оледенения, исследования влияния изменений климата на водные ресурсы рек

снегово-ледникового типа питания, для совершенствования прогнозов стока и проектов водопользования. Специфика проблемы обусловлена дискретностью расположения в речных бассейнах индивидуальных ледников в широком высотном и

пространственном диапазоне. Значительно затрудняет оценку ежегодных изменений ледникового стока отсутствие данных регулярного мониторинга высотно-площадных характеристик оледенения с временным разрешением, адекватным сетевым метеорологическим и гидрологическим наблюдением. В этой ситуации пространственно-временные параметры гидрологического режима оледенения в речных бассейнах могут быть получены только расчетными методами.

Для настоящего исследования сформулированы следующие задачи: разработка нового метода расчета годового объема ледникового питания в условиях многолетних изменений гляциоклиматических факторов стока и ограниченной информации о высотно-площадных параметрах оледенения; оценка репрезентативности результатов расчета составляющих уравнения годового водного баланса.

#### Формирование стока с площади оледенения.

Особенность внутригодового гидрологического режима современного оледенения, расположенного в речных бассейнах, состоит в том, что в течение года таяние снега и льда происходит на площади пяти основных типов деятельной поверхности: лед под мореной (im) различной толщины и сплошности, открытый лед (i), фирн (f) возрастом более одного года (“старый фирн”), зимний снег (ws), летний снег (ss). Количество ледников ( $N_{gl}$ ) зависит от многолетних колебаний климата, а размеры и число ( $m$ ) активных областей, где образуется ледниковый сток ( $m = 1, \dots, 5$ ), изменяются внутри года, в связи с внутригодовым ходом накопления и таяния твердых атмосферных осадков. Показателями состояния оледенения, содержащимися в каталогах ледников, служат измеряемые характеристики:  $N_{gl}$ , общая площадь ледников ( $F_{gl}$ ), площадь открытого льда и “старого фирна” ( $F_{glo}$ ), высоты конца ( $Z_{end}$ ) и начала ( $Z_{beg}$ ) ледников, средняя высота  $Z_{mean} = (Z_{end} + Z_{beg})/2$ .

Для описания внутригодового хода объема суммарного таяния на поверхности площади оледенения в речном бассейне принято общее уравнение [Коновалов, 1985, 2021]:

$$V_{gl}(\tau)_m = Mf(h_c)(\tilde{Z}_{im}, \tau)S_{im} + M(\tilde{Z}_i, \tau)S_i + M(\tilde{Z}_f, \tau)S_f + M(\tilde{Z}_{ws}, \tau)S_{ws} + M(\tilde{Z}_{ss}, \tau)S_{ss}. \quad (1)$$

Здесь  $\tau$  – дата внутри расчетного периода  $k$ -го года;  $m = 5$ ;  $M, Mf(h_c)$  – интенсивность таяния открытого льда и льда под мореной соответственно, км;  $f(h_c)$  – безразмерная функция ослабления таяния льда под мореной толщиной  $h_c$ , которая, как установлено в [Коновалов, 1985], имеет разный вид в интервалах толщины морены  $0 < h_c \leq 2$  см и  $h_c > 2$  см;  $\tilde{Z}$  – средняя взвешенная высота в пределах соответствующего типа площади;  $S_{im}, S_i, S_f,$

$S_{ws}, S_{ss}$  – площади названных выше пяти типов поверхности ледника, км<sup>2</sup>;  $S_{im} + S_i + S_f + S_{ws} + S_{ss} = F_{gl}$ ;  $S_{im} + S_i + S_f = F_{glo}$ ;  $S_{im} = f(Z_{m(max)} - Z_{end})$ ;  $Z_{m(max)}$  – верхний предел распространения сплошной морены  $m$  на ледниках;  $S_i = f[Z_{mean} - Z_{m(max)}]$ ,  $S_f = f(ELA_1 - Z_{mean})$ ,  $S_{ws}, S_{ss}$  определяются на основе модели внутригодового хода высоты  $ELA_1$  [Коновалов, 1985]. Здесь  $ELA$  (equilibrium line altitude) – англоязычная аббревиатура высоты линии равновесия величин аккумуляции и абляции ( $Z_{end} \geq ELA_1 \leq Z_{beg}$ ). Здесь и далее размерность высот  $Z$  и  $ELA$  – метры над уровнем моря.

Сведения о суммарных объемах таяния ( $V_{gl}$ ) и ледникового стока ( $W_{gl}$ ) в целом за расчетный и абляционный периоды  $k$ -го года получаем по формулам

$$V_{gl}(k) =$$

$$= \sum_{n=1}^{N_{gl}} \sum_{d_{beg}}^{d_{endr}} [v_{im}(\tau) + v(\tau) + v_f(\tau) + v_{ws}(\tau) + v_{ss}(\tau)]; \quad (2)$$

$$W_{gl}(k) = \sum_{n=1}^{N_{gl}} \sum_{d_{beg}}^{d_{endi}} [v_{im}(t_1) + v(t_1) + v(t_1)], \quad (3)$$

где  $d_{beg}, d_{endr}$  – даты начала и конца расчетного периода;  $d_{beg}, d_{endi}$  – даты начала и конца периода таяния льда;  $\tau = d_{beg}, \dots, d_{endr}, t_1 = d_{beg}, \dots, d_{endi}$ .

Определение по формуле (2) годового или сезонного объема суммарного таяния снега и льда на площади оледенения  $F_{gl}$  отдельно от процесса формирования общего стока на площади речного бассейна  $F_{bas}$  будем называть “гляциологическим” методом расчета объема ледникового стока  $V_{gl}$ . Независимый гидрологический контроль результатов гляциологических расчетов  $V_{gl}$  невозможен вследствие отсутствия измерений стока со всех ледников по отдельности. Кроме того, как бы близко к концу ледника не был расположен гидрологический створ, измеренный сток неизбежно будет включать объем таяния снега с внеледниковой поверхности речного бассейна.

В случае “гидрологического” расчета  $W_{gl}$  по ежегодным или средним данным  $Z_{end}, Z_{beg}, Z_{mean}, F_{glo}, F_{gl}$  к ледниковому питанию  $W_{gl} = W_{ifm}$  относится сумма трех объемов таяния:  $v_{im}$  на заморенной площади ледника  $F_{mor} = F_{gl} - F_{glo}$ ,  $v_i + v_f$  в области  $F(Z_{ELA_2}) - F_{mor}$ , а объем таяния  $W_{ac}$  на площади области аккумуляции в интервале  $Z_{beg} - Z_{ELA_2}$  составляет часть годового баланса массы на площади  $F_{bas}$  ( $ELA_2$  – максимальная высота годового (внутригодового) баланса величин аккумуляции и абляции). Нижняя граница моренного покрова на леднике  $Z_m$  равна высоте конца ледника  $Z_{end}$  при наличии морены и нулю при ее отсутствии. В этом случае разность  $Z_{m(max)} - Z_{m(Zend)}$  также становится равной нулю. Несинхронизированные однократные данные  $F_{mor}, Z_{m(max)}$  для мно-

жеств  $N_{gl}$  ледников содержатся только в “Глобальном каталоге” [Fluctuations of Glaciers Database, 2017]. Неоднородность и различный состав сведений о морене в других источниках информации препятствуют полноценному анализу их изменений во времени и использованию в расчетах изменений ледникового питания. В настоящее время наблюдается ускоренный рост  $F_{mor}$ , что приводит к уменьшению объема ледникового питания [Gardelle et al., 2013; Hu et al., 2023].

Гидрологический расчет  $W_{gl} = W_{ifm}$ , в отличие от определения  $V_{gl}$ , позволяет выполнить водобалансовый контроль алгебраической суммы  $(P - E) + W_{gl}$ , где  $(P - E)$  – разность осадков и испарения на площади речного бассейна.

Возможность применения формул (2), (3) для региональных расчетов  $V_{gl}$  и  $W_{gl}$  обусловлена наличием информации о многолетнем  $k = 1, \dots, N$  и внутригодовом  $t = d_{begi}, \dots, d_{endi}$  ходе ЕЛА на ледниках  $ELA_1 = ELA_1(t_k)$  и максимальных значений ЕЛА в конце периода абляции льда, т. е.  $ELA_2 = ELA_1(d_{endi})$ .

Изменение  $ELA_1$  происходит в зависимости от внутригодового и многолетнего хода аккумуляции и абляции в интервале дат  $d_{begi}$  и  $d_{endi}$ . Каждому значению  $ELA_1$  соответствует часть  $F_{gl1}$  общей площади оледенения  $F_{gl}$ , при этом  $F_{gl} - F_{gl1} = F_{ac}$ .

**Расчет максимальной высоты линии равновесия годовых величин аккумуляции и абляции (ЕЛА<sub>2</sub>).** Основой метода расчета  $ELA_2$  служит введенное в [Коновалов, 1985; Konovarov, 1997] понятие об индексе баланса ( $I_B(k)$ ) аккумуляции и таяния в гляциальных областях, который представляет собой разность безразмерных аномалий сезонных осадков ( $I_p(k)$ ) и температуры воздуха ( $I_\theta(k)$ ). Физический смысл понятия об индексе баланса состоит в том, что безразмерные аномалии  $I_p(k)$  и  $I_\theta(k)$  рассматриваются как индикаторы соответственно аккумуляции и абляции в гляциальных областях. Тогда в каждом году разность аномалий этих индикаторов приобретает смысл относительной оценки годового баланса отдельного ледника или их группы. Все составляющие индекса баланса ( $I_B(k)$ ) определяются по данным репрезентативной метеорологической станции в речном бассейне. Критерием репрезентативности служит достаточно тесная зависимость между сезонным стоком в бассейне и компонентами индекса баланса.

В работах [Коновалов, 1985, 2010; Konovarov, 1997] показано, что связи между нормализованными значениями рядов  $ELA_{2n}(k)$  и индекса баланса  $I_B(k)$  имеют высокие коэффициенты корреляции. Там же обоснован способ перехода от статистической обеспеченности индекса баланса  $Prob(I_B)$  в  $k$ -м году к  $ELA_2(k)$ . При этом применяются следующие общие выражения:

$$I_B = \alpha \{ [P(k) - \bar{P}] / \bar{P} \} - \beta \{ [\theta(k) - \bar{\theta}] / \bar{\theta} \}; \quad (4)$$

$$ELA_2(k) = Z_{end} + \Delta Z \cdot Prob(I_B)(k); \quad (5)$$

$$\Delta Z = Z_{beg}(k) - Z_{end}(k). \quad (6)$$

Здесь (по данным метеорологических станций):  $P(k)$  – сумма сезонных осадков, мм;  $\theta(k)$  – средняя сезонная температура воздуха, °С;  $\alpha, \beta$  – эмпирические коэффициенты, характеризующие значимость вклада  $P$  и  $\theta$  в уравнение регрессии  $I_b = f(P, \theta)$ , рассчитаны по методу Г.А. Алексева [1971];  $\bar{P}, \bar{\theta}$  – средние многолетние значения соответствующих переменных;  $Z_{beg}, Z_{end}$  определены в конкретном речном бассейне по данным региональных каталогов горного оледенения,  $Prob(I_B)$  находим по методу Г.А. Алексева [1971] для значений  $I_B(k)$ , ранжированных в возрастающем порядке:

$$Prob(I_B)(k) = [n(Prob(I_B)(k) - 0.25)] / [N_{p,0} + 0.5], \quad (7)$$

где  $n(Prob(I_B))$  – ранговые номера членов ряда  $I_B(t)$ ;  $N_{p,0}$  – число измерений составляющих индекса баланса. Размерность  $Prob(I_B)$  в формулах (5), (7) – доли единицы.

Для расчета  $ELA_2(k)$  за период 1971–2016 гг. на ледниках в верховье р. Рона были использованы многолетние измерения осадков и температуры воздуха [Federal Office of Meteorology..., 2022] на репрезентативных метеостанциях Зоннблик (Sonnblick), Фрайденштадт (Freudenstadt) и формулы (4)–(7).

Величина  $ELA_2(k)$ , рассчитанная по формуле (5), распространяется для определения  $V_{gl}$  и  $W_{gl}$  в  $k$ -м году на классифицированные [Коновалов, 2010, 2021] группы ледников с групповыми параметрами  $Z_{beg}$  и  $Z_{end}$ .

Для определения даты начала периода таяния льда ( $d_{begi}$ ) применяется модель [Боровикова и др., 1972] внутригодового изменения высоты линии равновесия  $ELA_0(k)$ , величин аккумуляции и абляции во внеледниковой части речного бассейна. Подробное описание методов определения  $d_{begi}, d_{endi}$  и результаты расчета приведены в работе [Коновалов, 1985].

Далее рассмотрены способы определения годового объема ледникового питания  $W_{ifm}(k)$  и его многолетних изменений в масштабе речных бассейнов.

### Расчет интенсивности и объема абляции

Методы определения абляции снега и льда в моделях процесса ледникового стока можно разделить на два класса: 1) применение уравнения теплового баланса деятельной поверхности ледника [Денисов, 1965; Anderson, 1976; Huss, Hock, 2015]; 2) параметризация теплового баланса в виде связи с температурой воздуха.

Хронологически наиболее ранний вариант параметризации расчета суточной интенсивности таяния ( $M$ , мм/сут) по эмпирической формуле

$$M = 1.8\bar{\theta} + 0.088(1 - A_k)R_{in} \quad (8)$$

был предложен Ю.М. Денисовым [1965]. Здесь  $\bar{\theta}$  – средняя суточная температура воздуха;  $A_k$  – альbedo;  $R_{in}$  – суточная величина суммарной радиации на наклонную поверхность с учетом общей и нижней облачности. Позднее, для лучшего приближения к условиям формирования ледникового стока в [Конвалов, 1985; Hock, 1999] были получены варианты параметризации уравнения теплового баланса абляции как функции средних значений температуры воздуха  $\bar{\theta}$  и поглощенной коротковолновой солнечной радиации  $R_{abs}$  на горизонтальной поверхности ледника либо только  $\bar{\theta}$  за декадный, месячный и сезонный интервалы времени.

Распространенным вариантом параметризации уравнения теплового баланса [Шульц, 1965; Brathwaite, 1995; Hock, 1999, 2003; Jonsell et al., 2011; Gabbi et al., 2014] для оценки средней суточной интенсивности абляции (таяния) является эмпирическое соотношение

$$M = \omega_0\theta, \quad (9)$$

где размерность  $M$  – мм;  $\omega_0$  – коэффициент, мм/°C;  $\omega_0$  различен для снега и льда;  $\theta$  – приземная температура воздуха, °C. В соотношении (9) изначально отсутствует и не требуется коэффициент корреляции между  $M$  и  $\theta$ . Единственное априорное условие:  $\theta > 0$ . Анализ распределения коэффициента корреляции  $r_{M,\theta}$  зависимости  $\bar{M} = f(\bar{\theta})$  [Конвалов, 1979, 1985] в интервале от  $-0.4$  до  $0.8$  °C показывает увеличение плотности распределения  $r_{M,\theta}$  в интервале  $0.4-0.6$ . Этот результат послужил основанием для многочисленных трактовок температуры воздуха как универсального индекса уравнения теплового баланса абляции в корреляционной зависимости  $\bar{M} = f(\bar{\theta})$ . Тем не менее, по мнению [Hock, 2003], нецелесообразность использования отношения (9) для региональных расчетов ледникового питания обусловлена необоснованной широкомасштабной экстраполяцией локальных измерений  $M$  и  $\theta$  и учетом пространственно-временных изменений  $\bar{M} = f(\bar{\theta})$  и  $r_{M,\theta}$ .

**Региональный расчет абляции.** Как показано в работе [Конвалов, 2021], ежегодный/средний годовой объем  $W_{gl1}$  таяния на площади оледенения  $F_{gl}$  в первом приближении можно принять равным произведению годового слоя абляции на средней высоте ледника  $Ab(Z_{mean})$  на его площадь в интервале высот  $Z_{end}, Z_{beg}$ , при условиях линейного изменения  $Ab = Ab(Z)$  и постоянства либо учета временных колебаний параметров  $Z_{end}, Z_{beg}$ .

Распространенным [Кренке, 1982; Коновалов, 1985, 2021; Коновалов, Пиманкина, 2016; Hock, 1999] методом определения слоя  $Ab = Ab(Z)$  служат эмпирические уравнения  $Ab = f(\theta)$ , где  $\theta = \theta(Z)$  – характерная средняя температура воздуха на высоте  $Z$ . Удобной для региональных расчетов годовой абляции  $Ab = f(\theta)$  является формула, предложенная в работе [Кренке, 1982]:

$$Ab = 1.33(\bar{\theta}_s + 9.66)^{2.85}, \quad (10)$$

где  $Ab$  – удельная абляция (таяние и испарение), мм;  $\bar{\theta}_s$  – средняя летняя температура воздуха, °C. Ввиду крайне незначительного вклада слоя испарения в величину  $Ab$  формула (10) наиболее пригодна для определения удельного слоя таяния  $M$  поверхности ледника. Поэтому далее в качестве оценок  $M$  будем считать результаты расчета, полученные по формуле (10).

По данным [Federal Office of Meteorology..., 2022] метеорологических станций, расположенных на территории Швейцарии, для расчета  $\theta_s = \theta_s(Z)$  в  $k$ -е годы получена формула

$$\theta_s = -\alpha_0(k)Z + \beta_0(k), \quad (11)$$

где  $Z$  – высота над уровнем моря, км;  $\alpha_0, \beta_0$  – эмпирические параметры, имеющие многолетний ход. Размерность  $\alpha_0$  – мм/км,  $\beta_0$  – мм. С учетом (10), (11) для оценки в первом приближении объема  $W_{gl1}$  в  $k$ -м году с площади оледенения  $F_{gl}$  в верховье р. Рона принято общее выражение

$$W_{gl1}(k) = Ab(Z_{mean}, k)F_{gl}, \quad (12)$$

где  $Ab$  – годовой слой абляции (таяния) в мм на высоте  $Z_{mean}$  как функция  $\theta_s$ . Поскольку  $Z_{mean} = (Z_{end} + Z_{beg}) \cdot 0.5$ , применение формулы (12) означает распространение  $Ab(Z_{mean})$  для расчета  $W_{gl1}$  со всей площади  $F_{gl}$  деятельной поверхности ледников. Оценки средних многолетних значений объемов  $W_{gl1}$  на основе формулы (10) приведены в работах [Кренке, 1982; Вилесов, 2016].

### Реконструкция высотно-площадных параметров оледенения

Современная информация о временной изменчивости площади  $F_{gl}$  и характерных высотных показателей ледников  $Z_{end}, Z_{beg}, Z_{mean}, F_{glo}$  на региональном уровне является весьма ограниченной. Например, для оледенения в Центральной Европе и Северной Евразии такие данные имеются только за два-три временных среза [Вилесов, 2016; Каталог..., 2021; Fischer et al., 2014; Naimura et al., 2015; Fluctuations of Glaciers Database, 2017; RGI Consortium, 2017; Paul et al., 2020]. В этой ситуации реконструкцию ежегодных изменений высотно-площадных параметров совокупностей ледников и заключение о состоянии оледенения приходится делать методом линейной интерполяции

между двумя-тремя датами прямых определений комплекса характеристик ледников, доступного на интервале 30–40 лет.

Полученные по линейным уравнениям тренда  $F_{gl} = F_{gl}(t)$ ,  $Z_{end} = Z_{end}(t)$ ,  $Z_{abl} = Z_{abl}(t)$ ,  $Z_{beg} = Z_{beg}(t)$ ,  $Z_{mean} = Z_{mean}(t)$ ,  $Z_{ac} = Z_{ac}(t)$  ежегодные значения  $F_{gl}$ ,  $Z_{end}$ ,  $Z_{abl}$ ,  $Z_{beg}$ ,  $Z_{mean}$ ,  $Z_{ac}$  для оледенения в верховье р. Рона (гидропост Порт-дю-Се) в течение 1973–2015 гг. служат ключевой входной информацией для регионального расчета следующих, зависящих от высоты  $Z$ , характеристик: удельная абляция (таяние) льда, фирна и снега (Ab); осадки, температура и упругость водяного пара в воздухе. Пример рассчитанных значений  $F_{gl}(t)$ ,  $Z_{mean}(t)$  в бассейне р. Рона приведен в таблице.

После обобщения ряда данных измерений площади ледников в работе [Pfeffer et al., 2014] предложена формула

$$e(S) = k \cdot 0.039 \cdot S \cdot 0.70, \quad (13)$$

где  $e(S)$  – ошибка при определении площади, равной  $S$ . Размерность  $e(S)$  и  $S$  – км<sup>2</sup>. Формула (13) учитывает неточность идентификации моренного покрова, игнорирование нунатаков, преувеличение площади ледника за счет включения снежного покрова, погрешности картографирования. По мнению авторов [Pfeffer et al., 2014], наиболее правдоподобное значение параметра  $k = 3$ .

#### Расчет водоотдачи ледников

Еще одним показателем гидрологического режима оледенения, наряду с  $W_{gl}$ ,  $W_{gl1}$ ,  $V_{gl}$ , принят объем водоотдачи ( $W_{out}$ , км<sup>3</sup>) с площади  $F_{gl}$  как суммы ледникового стока  $W_{ifm}$  и объема поступления талой воды  $V_{ac}$  с площади области аккумуляции  $F_{ac}$ . Величина  $W_{out}$  определяется по формуле, полученной в работе [Коновалов, 1985]:

$$W_{out} = W_{ifm} + V_{ac}, \quad (14)$$

где  $V_{ac} = (W_{ac} - \bar{W}_{ifm}/3.5)$ ;  $\bar{W}_{ifm}$  – средний многолетний объем таяния открытого льда, льда под мореной и “старого фирна”, рассчитанный по формуле (3), км<sup>3</sup>;  $W_{ac}$  – объем таяния сезонного снега в области аккумуляции, км<sup>3</sup>. В  $k$ -е годы имеем

$$W_{ac}(k) = Ab(\bar{Z}_{ac}, k) F_{ac}, \quad (15)$$

где  $\bar{Z}_{ac} = (Z_{beg} + ELA_2) \cdot 0.5$ ;  $F_{ac} = F_{gl} - F(ELA_2)$ ;  $F(ELA_2) = F_{gl} \cdot \text{Prob}(I_B)$ . Для расчета  $\text{Prob}(I_B)$  применяется формула (7), а величина  $\bar{W}_{ifm}$  в формуле (15) определяется с учетом осредненного влияния морены на таяние в случае наличия данных о  $S_{im}$ ,  $Z_{im}$ , а также значений  $ELA_2$  в конце периода таяния льда ( $d_{endi}$ ). Идентификация слагаемого  $\bar{W}_{ifm}/3.5$ , характеризующего объем инфильтрационного льдообразования и нестайвающего годового остатка снега в области аккумуляции, приведена в работе [Коновалов, 1985] для условий стационарности

ледников, когда приходная часть баланса массы области абляции равна расходной части баланса массы области аккумуляции. В реальности это условие может не выполняться каждый год, поэтому при ежегодном определении  $W_{out}(k)$  по формуле (14) слагаемое  $\bar{W}_{ifm}/3.5$  используется в виде  $\mu \bar{W}_{ifm}/3.5$ , где корректирующий коэффициент  $\mu = \text{Prob}(I_B)_k$  учитывает отклонение режима оледенения от состояния стационарности.

#### Оценки составляющих водного баланса

Репрезентативность составляющих ледникового питания в верховье р. Рона установлена на основе использования упрощенного уравнения годового водного баланса речного бассейна в виде

$$P_{yr} + W_{gl1} - (E_{yr} + W_{yr}) = 0, \quad (16)$$

где  $W_{yr}$  – объем стока, измеренного на гидропосту Порт-дю-Се, км<sup>3</sup>;  $P_{yr}$  – сумма осадков, км<sup>3</sup>;  $W_{gl1}$  – объем таяния на площади оледенения без учета типов поверхности, км<sup>3</sup>;  $E_{yr}$  – объем испарения с поверхности водосбора, км<sup>3</sup>. Годовые объемы испарения и осадков относятся ко всей площади речного бассейна ( $F_{bas}$ ), включая площадь оледенения ( $F_{gl}$ ).

Результаты решения поставленных в работе задач приведены в таблице. Численные значения переменных  $W_{yr}$  в уравнении (16) получены по данным измерений на гидропосту Порт-дю-Се [Federal Office for the Environment FOEN, 2022]. Объем  $P_{yr}$  на площади  $F_{bas}$  в уравнении (16) рассчитан в  $k$ -е годы по формуле

$$P_{bas} = [\alpha_1(k) \tilde{Z} + \beta_1(k)] F_{bas}, \quad (17)$$

где  $\tilde{Z}$  – средняя взвешенная высота бассейна в верховье р. Рона, равная 1299 м;  $\alpha_1$ ,  $\beta_1$  – параметры эмпирических формул. Использование единой средней взвешенной высоты для площади  $F_{bas}$  в случаях расчета годовых объемов осадков и испарения основано на тесной линейной зависимости от высоты  $Z$ . Средний коэффициент детерминации выражений  $P = P(Z)$  в 1971–2010 гг. равен 0.79.

Подтверждение репрезентативности годовых осадков, найденных по формуле (17) для бассейна р. Рона за период 1971–2016 гг., выполнено путем сравнения результатов расчета  $P(\tilde{Z})$  со средними значениями осадков  $P_{bas}$  в этом бассейне. Для осреднения использованы данные 10 метеостанций [Federal Office of Meteorology..., 2022], расположенных на высотах от 319 до 2964 м над уровнем моря. Для оценки временной динамики эмпирических параметров в формуле (17) для расчета годовых сумм осадков использованы данные метеостанций Швейцарии и Германии, расположенных в верховье бассейна р. Рона. В результате сравнительного анализа установлено, что абсолютное значение среднего за 47 лет относительного отклонения

## Годовой водный баланс в верховье р. Рона

Год	$W_{yr}$	$P_{yr}$	$W_{gl1}$	$E_{yr}$	$Z_{mean}$	$F_{gl}$	$\eta_1$	$\varepsilon$	$E_{yr}/P_{yr}$	$W_{yr\ calc}$	$dW$
1971	4.78	6.39	1.13	2.75	3114.1	754.2	0.75	23.6	43.1	4.76	0.4
1972	4.20	6.75	1.13	3.45	3114.7	754.0	0.62	26.9	51.2	4.42	5.3
1973	5.14	8.55	1.13	4.54	3115.2	753.8	0.60	22.0	53.1	5.14	0.1
1974	4.54	8.31	1.13	4.56	3115.7	753.7	0.55	24.9	54.9	4.88	7.6
1975	5.88	6.86	1.13	1.86	3116.2	753.5	0.86	19.3	27.2	6.13	4.3
1976	4.02	6.59	1.13	3.51	3116.7	753.3	0.61	28.2	53.2	4.22	5.1
1977	6.14	7.76	1.13	2.22	3117.3	753.1	0.79	18.4	28.6	6.67	8.6
1978	5.99	7.36	1.13	2.07	3117.8	752.9	0.81	18.9	28.1	6.42	7.1
1979	5.79	8.32	1.13	3.29	3118.3	752.8	0.70	19.6	39.5	6.17	6.6
1980	6.53	7.84	1.14	2.13	3118.8	752.6	0.83	17.4	27.1	6.85	4.9
1981	6.69	9.56	1.14	3.59	3119.3	752.4	0.70	17.0	37.5	7.11	6.2
1982	6.94	7.15	1.14	0.97	3119.8	752.2	0.97	16.4	13.6	7.32	5.5
1983	6.60	7.27	1.14	1.40	3120.3	752.1	0.91	17.2	19.2	7.01	6.1
1984	5.29	7.25	1.14	2.72	3120.8	751.9	0.73	21.6	37.5	5.67	7.3
1985	6.02	6.55	1.14	1.50	3121.3	751.7	0.92	18.9	22.9	6.19	2.8
1986	6.18	7.89	1.14	1.81	3121.8	751.5	0.78	18.5	23.0	7.22	16.8
1987	6.36	8.44	1.14	3.01	3122.3	751.3	0.75	18.0	35.6	6.58	3.4
1988	6.66	9.90	1.14	3.29	3122.8	751.2	0.67	17.2	33.2	7.76	16.4
1989	5.15	7.41	1.14	3.20	3123.3	751.0	0.70	22.2	43.2	5.36	3.9
1990	5.64	8.75	1.15	3.71	3123.8	750.8	0.64	20.3	42.4	6.19	9.7
1991	5.58	7.03	1.15	2.85	3124.3	750.6	0.79	20.5	40.5	5.32	4.6
1992	5.70	8.59	1.15	3.84	3124.8	750.4	0.66	20.1	44.8	5.89	3.3
1993	6.00	8.41	1.15	2.89	3125.2	750.3	0.71	19.1	34.3	6.67	11.1
1994	6.79	8.89	1.15	2.68	3125.7	750.1	0.76	16.9	30.1	7.36	8.5
1995	6.80	9.15	1.15	2.71	3126.2	749.9	0.74	16.9	29.6	7.59	11.5
1996	4.66	7.35	1.15	3.78	3126.7	749.7	0.63	24.7	51.4	4.73	1.5
1997	5.79	7.31	1.15	2.62	3127.1	749.5	0.79	19.9	35.9	5.84	0.9
1998	5.37	8.61	1.15	4.03	3127.6	749.4	0.62	21.4	46.9	5.72	6.6
1999	7.14	10.37	1.23	3.53	3128.1	749.2	0.69	17.2	34.0	8.06	12.9
2000	5.89	9.34	1.23	4.02	3128.5	749.0	0.63	20.8	43.1	6.54	10.9
2001	6.69	10.00	1.20	3.56	3129.0	748.8	0.67	18.0	35.6	7.65	14.4
2002	5.70	9.79	1.23	4.29	3129.5	748.7	0.58	21.5	43.8	6.73	18.0
2003	6.10	6.58	1.13	2.67	3129.9	748.5	0.93	20.2	20.2	5.14	15.7
2004	5.24	7.42	1.13	3.45	3130.4	746.0	0.71	23.3	23.3	5.18	1.0
2005	5.07	7.47	1.13	3.65	3130.8	743.2	0.68	23.9	23.9	5.03	0.8
2006	5.51	8.15	1.13	3.51	3131.3	740.4	0.68	21.8	21.8	5.84	6.0
2007	5.91	9.04	1.13	3.55	3131.7	737.6	0.65	20.1	20.1	6.68	13.1
2008	5.82	8.18	1.13	3.58	3132.2	734.9	0.71	20.2	20.2	5.77	0.7
2009	5.74	7.57	1.13	3.09	3132.6	732.1	0.76	20.3	20.3	5.64	1.7
2010	5.56	7.31	1.13	2.98	3133.1	729.3	0.76	20.7	20.7	5.48	1.3
2011	4.71	7.47	1.13	3.82	3133.5	726.5	0.63	22.8	22.8	4.72	0.3
2012	6.17	9.26	1.14	4.08	3134.0	723.7	0.67	17.2	17.2	6.24	1.2
2013	6.27	8.73	1.14	3.54	3134.4	720.9	0.72	16.7	16.7	6.24	0.4
2014	5.30	8.05	1.14	3.54	3134.8	718.1	0.66	19.6	19.6	5.54	4.6
2015	6.16	7.26	1.14	2.78	3135.3	715.3	0.85	16.6	16.6	5.50	10.6
2016	5.64	9.01	1.14	4.40	3135.7	712.5	0.63	17.9	17.9	5.62	0.3

Примечание.  $W_{yr}$ ,  $P_{yr}$ ,  $W_{gl1}$ ,  $E_{yr}$ ,  $W_{yr\ calc}$  – соответственно годовые объемы, км<sup>3</sup>: стока р. Рона (площадь бассейна  $F_{bas} = 5238$  км<sup>2</sup>), осадков, ледникового питания без разделения типов поверхности, испарения, рассчитанного годового стока по формуле  $W_{yr\ calc} = P_{yr} + W_{gl1} - E_{yr} \cdot Z_{mean}$  – средняя высота ледников, м над ур. моря;  $F_{gl}$  – площадь оледенения, км<sup>2</sup>;  $\eta_1$  – коэффициент стока;  $\varepsilon$  – относительная доля ледникового питания, %;  $E_{yr}/P_{yr}$  – доля испарения относительно осадков, %;  $dW$  – абсолютная относительная ошибка расчета  $W_{yr\ calc}$ , %.

данных расчета осадков от измерений составило всего 5.7 %, а коэффициент корреляции между  $P(\bar{Z})$  и  $P_{bas}$  равен 0.90. По данным [Zappa et al., 2012], коэффициент стока годовых осадков  $\eta$  за 1980–2009 гг. для сходных по гляциоклиматическим показателям бассейнов альпийских рек Рона и Инн составил 0.74 и 0.77 соответственно, что вполне согласуется с величиной  $\eta_1 = 0.74$  по расчетам автора за 1971–2010 гг. (см. таблицу).

Для определения объема ледникового стока  $W_{gl1}$  в  $k$ -е годы на площади  $F_{gl}(k)$  использованы формулы (10)–(12), где  $F_{gl}(k)$  – реконструированная площадь оледенения в бассейне в  $k$ -м году.

Таким образом, результаты определений переменных  $W_{yr}$ ,  $P_{yr}$ ,  $W_{gl1}$  считаем достаточно достоверными для приближенного расчета испарения по формуле  $E_{yr} = P_{yr} + W_{gl1} - W_{yr}$  (см. таблицу).

Экстремальное значение региональных характеристик  $W_{gl}$ ,  $W_{gl1}$ ,  $W_{out}$ ,  $V_{gl}$  гидрологического режима оледенения в 2003 г. подтверждается в [Klimawandel in der Schweiz, 2020] общим для Швейцарии за 1960–2016 гг. максимумом температуры воздуха как фактора абляции и стока и отрицательными значениями баланса массы в 2003 г. вследствие аномального таяния на пяти справочных альпийских ледниках [Fluctuations of Glaciers Database, 2017].

### ОБСУЖДЕНИЕ

Возможности описания и анализа многолетних изменений высотно-площадных характеристик совокупностей горных ледников на основе близкой или равной информации в каталоге [Fluctuations of Glaciers Database, 2017] ограничены региональными данными по двум-трем временным срезам. Считается, что число таких срезов, по крайней мере применительно к балансу массы ледников, может возрасти с помощью геодезического дистанционного определения высоты поверхности ледников [Cogley, 2009]. Реконструированные многолетние ряды  $F_{gl}$  и  $Z_{end}$ ,  $Z_{beg}$ ,  $Z_{mean}$  по спутниковым данным содержат случайную составляющую неоднородности, вследствие изменения пространственного разрешения спутниковых изображений и невысокой точности высотных характеристик горных районов, определяемых по цифровым моделям рельефа. Кроме того, при дистанционном геодезическом определении баланса массы ледников [Cogley, 2009] используется радарная аппаратура, которая, как показано в работе [Hoelzle et al., 2017], приводит к большим неточностям в конечных результатах. Следует также иметь в виду, что геодезическое, дистанционное изучение или определение по топографическим картам баланса массы ледников не содержит данных об абляции, поэтому эти данные непригодны для моделирования ледникового стока.

Для ежегодного расчета ледникового стока  $W_{gl1}$  на площади водосбора  $F_{bas}$  по изложенным в работе методам достаточно доступной регулярной информации о температуре воздуха на метеостанциях, данных о речном стоке на замыкающем  $F_{bas}$  гидропосту, прогнозируемых по уравнениям линейного тренда значений  $F_{gl}$ ,  $Z_{end}$ ,  $Z_{beg}$ ,  $Z_{mean}$ , формулы интенсивности абляции как функции средней летней температуры воздуха  $\theta_s$ . Расчет ежегодного объема ледникового питания – информационно и методически более емкая задача, для решения которой необходимо определение продолжительности периода таяния льда и моделирование движения снеговой границы в речном бассейне. В случае расчета интенсивности абляции как функции поглощенной солнечной радиации  $R_{abs}$  и средней летней температуры воздуха  $\theta_s$  требуется значительно больший объем исходных данных, чем при использовании формулы (12). В конечном счете дополнительные затраты времени и труда, как следует из работ [Коновалов, 1979, 1985], вполне окупаются разнообразными и интересными результатами о составляющих гидрологического режима совокупностей ледников.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Методической основой расчета объемов  $W_{gl}$ ,  $W_{gl1}$ ,  $W_{out}$ ,  $V_{gl}$  принята концептуальная модель с изменяющимися во времени климатическими факторами стока (осадки, температура воздуха и упругость водяного пара в воздухе) и высотно-площадными параметрами совокупности ледников. Концептуальность модели характеризуют следующие показатели: а) дифференцированное определение составляющих гидрологического режима оледенения (объемы таяния льда под морской, открытого льда и “старого фирна”, зимнего и летнего снега); б) расчет многолетнего изменения годовых объемов ледникового стока  $W_{gl1}$ , суммарного таяния  $V_{gl}$  и водоотдачи ледников  $W_{out}$  как функции максимального значения  $ELA_2(k)$ ; в) использование результатов линейной интерполяции пространственно-временных изменений высотно-площадных характеристик классифицированных совокупностей ледников в речных бассейнах в качестве входной информации для расчета ежегодных объемов ледникового питания; г) использование средней или средней взвешенной высоты для площадей  $S_{im}$ ,  $S_i$ ,  $S_f$ ,  $S_{ws}$ ,  $S_{ss}$  в качестве аргумента для расчета абляции пяти типов поверхности ледника как функции высоты и температуры воздуха.

2. Универсальность методики расчета составляющих уравнения (16) свидетельствует о ее пригодности для применения в других речных бассейнах Центральной Европы, относящихся к снегово-ледниковому типу формирования стока. Это бассейны рек По, Инн, Дунай и других, где имеются данные неоднократной каталогизации

оледенения и многолетние метеорологические наблюдения для построения зависимостей  $P_k = f(Z)$  и  $\theta_k = f(Z)$  как функций высоты местности, а также неискаженные измерения месячных объемов стока на гидропосту, замыкающем площадь выбранного водосбора.

3. Верификация рассчитанных составляющих гидрологического режима оледенения подтверждает репрезентативность значений  $P_{\text{bas}}$ ,  $W_{\text{gl1}}$ ,  $E_{\text{bas}}$ ,  $\eta_1$  в рамках принятого уравнения годового водного баланса речного бассейна  $P_{\text{bas}} + W_{\text{gl1}} - E_{\text{bas}} - W_{\text{bas}} = 0$ .

**Благодарности.** Выражаю организациям Франции (*EauFrance*) и Швейцарии (*Federal Office for the Environment FOEN. Hydrological Data Service for watercourses and lakes; Federal Office of Meteorology and Climatology MeteoSwiss*) большую благодарность за информационную поддержку исследований.

Работа выполнена в рамках тем госзадания Института географии РАН (№ 0148-2018-0008; FMGE-2019-0004 AAAA-A19-119022190172-5).

### Литература

- Алексеев Г.А.** Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей. Л., Гидрометеоздат, 1971, 359 с.
- Боровикова Л.Н.** Математическое моделирование процесса стока горных рек // Л.Н. Боровикова, Ю.М. Денисов, Е.Б. Трофимова, И.Д. Шенцис. Л., Гидрометеоздат, 1972, 152 с.
- Вилесов Е.Н.** Динамика и современное состояние оледенения гор Казахстана. Алматы, Казак университета, 2016, 267 с.
- Денисов Ю.М.** Схема расчета гидрографа стока горных рек. Л., Гидрометеоздат, 1965, 103 с.
- Каталог** ледников России [Электрон. интернет-ресурс]. Ин-т географии РАН, 2021. – <https://www.glacus.ru/>
- Коновалов В.Г.** Расчет и прогноз таяния ледников Средней Азии. Л., Гидрометеоздат, 1979, 230 с.
- Коновалов В.Г.** Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии. Л., Гидрометеоздат, 1985, 237 с.
- Коновалов В.Г.** Каталогизация горных ледников и генерализация их распределения по материалам дистанционного зондирования // Современ. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса, 2010, т. 7, № 2, с. 43–54.
- Коновалов В.Г.** Региональный гидрологический режим горного оледенения // Изв. РАН. Сер. геогр., 2021, т. 85, № 3, с. 368–379.
- Коновалов В.Г., Пиманкина Н.В.** Пространственно-временное изменение составляющих водного баланса на северном склоне Заилийского Алатау // Лед и снег, 2016, т. 56, № 4, с. 453–471.
- Кренке А.Н.** Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л., Гидрометеоздат, 1982, 287 с.
- Шульц В.Л.** Реки Средней Азии. Л., Гидрометеоздат, 1965, 691 с.
- Anderson E.A.** A point energy and mass balance model of snow cover. NOAA Tech. Rep. NWS 19, Silver Spring, 1976, 150 p.
- Brathwaite R.J.** Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy balance modelling // J. Glaciol., 1995, vol. 41, No. 137, p. 153–160.
- Cogley J.G.** Geodetic and direct mass-balance measurements: comparison and joint analysis // Ann. Glaciol., 2009, vol. 50, No. 50, p. 96–100.
- Federal Office for the Environment FOEN.** Hydrological Data Service for watercourses and lakes. – <https://www.bafu.admin.ch/bafu/en/home/topics/water> (дата обращения: 18.02.2022).
- Federal Office of Meteorology and Climatology MeteoSwiss.** Monthly and annual reports. – <https://www.meteoswiss.admin.ch/> (дата обращения: 18.02.2022).
- Fischer M., Huss M., Barboux C., Hoelzle M.** The new Swiss Glacier Inventory SGI2010: relevance of using high-resolution source data in areas dominated by very small glaciers // Arct., Antarc., Alp. Res., 2014, vol. 46, No. 4, p. 933–945.
- Fluctuations of Glaciers Database.** World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, 2017. – DOI: 10.5904/wgms-fog-2017-10 (дата обращения: 18.02.2022).
- Gabbi J., Carenzo M., Pellicciotti F. et al.** A comparison of empirical and physically based glacier surface melt models for long-term simulations of glacier response // J. Glaciol., 2014, vol. 60, No. 224, p. 1140–1154.
- Gardelle J., Berthier E., Arnaud Y., Kääb A.** Region-wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999–2011 // The Cryosphere, 2013, vol. 7, p. 1263–1286.
- Hock R.** DEBAM and DETIM. Manual. 1999. – <https://github.com/regine/meltmodel.git> (дата обращения: 18.02.2022).
- Hock R.** Temperature index melt modelling in mountain areas // J. Hydrol., 2003, vol. 282, p. 104–115.
- Hoelzle M., Azisov E., Barandun M. et al.** Re-establishing glacier monitoring in Kyrgyzstan and Uzbekistan, Central Asia // Geosci. Instrumen. Meth. and Data Systems, 2017, vol. 6, p. 397–418.
- Hu M., Zhou G., Lv X. et al.** Warming has accelerated the melting of glaciers on the Tibetan plateau, but the debris-covered glaciers are rapidly expanding // Remote Sens., 2023, vol. 15, No. 132, p. 1–17.
- Huss M., Hock R.** A new model for global glacier change and sea-level rise // Front. Earth Sci., 2015, vol. 3, p. 1–22.
- Jonsell U.Y., Navarro F.J., Banõn M. et al.** Sensitivity of a distributed temperature-radiation index melt model based on a four melt season AWS record from Hurd Peninsula glaciers, Livingston Island, Antarctica // The Cryosphere Dis., 2011, vol. 5, p. 3221–3258.
- Klimawandel in der Schweiz.** Herausgegeben vom Bundesamt für Umwelt (BAFU), dem Bundesamt für Meteorologie, Klimatologie (MeteoSchweiz) und dem National Centre for Climate Services (NCCS). Bern, Switzerland, 2020, 105 p.
- Konovalov V.G.** Snow line and formation of glacier-derived runoff in glacier basins // 34 Selected Papers on Main Ideas of the Soviet Glaciology, 1940s–1980s / V.M. Kotlyakov (Ed.). Moscow, 1997, p. 402–410.
- Numura T., Sakai A., Taniguchi K. et al.** The GAMDAM glacier inventory: a quality-controlled inventory of Asian glaciers // The Cryosphere, 2015, vol. 9, p. 849–864.
- Paul F., Rastner P., Azzoni R. et al.** Glacier shrinkage in the Alps continues unabated as revealed by a new glacier inventory from Sentinel-2 // Earth Syst. Sci. Data, 2020, vol. 12, p. 1805–1821.
- Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A.** The Randolph glacier inventory: A globally complete inventory of glaciers // J. Glaciol., 2014, vol. 60, No. 221, p. 537–552.
- RGI Consortium.** A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0. Boulder, Colorado USA, 2017. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. – <https://doi.org/10.7265/4m1f-gd79> (дата обращения: 18.02.2022).

Zappa M., Bernhard L., Fundel F., Jörg-Hess S. Vorhersage und Szenarien von Schnee- und Wasserressourcen im Alpenraum // Eidgenössische Forschungsanstalt WSL (Eds.), 2012: Alpine Schnee- und Wasserressourcen gestern, heute, morgen. Forum für Wissen (Davos, Nov. 23, 2012), Davos, 2012, p. 19–27.

## References

Alekseev G.A. Obiektivnye metody vyvyravnaniia i normalizatsii korreliatsionnykh svyazei [Objective methods of alignment and normalization of correlations]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1971, 359 p. (in Russian).

Borovikova L.N., Denisov Ju.M., Trofimova E.B., Shencis I.D. Matematicheskoe modelirovanie processa stoka gornyh rek [Mathematical modelling of runoff process of mountain rivers]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1972, 152 p. (in Russian).

Vilesov E.N. Dinamika i sovremennoe sostoyanie oledeneniya gor Kazahstana [Change and modern state of Kazakhstan mountains]. Almaty, Kazak universiteti, 2016, 267 p. (in Russian).

Denisov Yu.M. Skhema raschetov gidrografa stoka gornyh rek [The scheme of computing of runoff of mountain rivers]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1965, 103 p. (in Russian).

Katalog lednikov Rossii [Electronny internet-resurs]. Inventory of Russian glaciers [Electronical resource]. Institute of Geography RAN, 2021. – <https://www.glacrus.ru/> [in Russian] Azii Konovalov V.G. Raschet i prognoz tanyania lednikov Srednei Azii [Computation and forecasting of the Central Asia glaciers]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1979, 230 p. (in Russian).

Konovalov V.G. Tanyanie i stok s lednikov v basseinakh rek Srednei Azii [Melting and glaciers runoff in the Central Asia river basins]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1985, 237 p. (in Russian).

Konovalov V.G. Inventorying of mountain glaciers and generalization of their distribution by data of remote sensing // Sovremennye problem distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz Kosmosa [Modern problems of the Earth remote sensing from space], 2010, vol. 7, No. 2, p. 43–54 (in Russian).

Konovalov V.G. Regional hydrological regime of mountain glaciation. Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya [Proceedings of the Russian Academy of Sciences. Geographical Series], 2021, vol. 85, No. 3, p. 368–379 (in Russian).

Konovalov V.G., Pimankina N.V. Spatio-temporal changes in the components of the water balance on the northern slope of the Trans-Ili Alatau. Led i Sneg [Ice and Snow], 2016, vol. 56, No. 4, p. 453–471 (in Russian).

Krenke A.N. Massoobmen v lednikovykh sistemakh na territorii SSSR [Mass exchange in glacial systems on the territory of the USSR]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1982, 287 p. (in Russian). Shults V.L. Reki Srednei Azii [Rivers of Central Asia]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1965, 691 p. (in Russian).

Anderson E.A. A point energy and mass balance model of snow cover. NOAA Tech. Rep. NWS 19, Silver Spring, 1976, 150 p. Brathwaite R.J. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy balance modelling. J. Glaciol., 1995, vol. 41, No. 137, p. 153–160.

Cogley J.G. Geodetic and direct mass-balance measurements: comparison and joint analysis. Ann. Glaciol., 2009, vol. 50, No. 50, p. 96–100.

Federal Office for the Environment FOEN. Hydrological Data Service for watercourses and lakes. – <https://www.bafu.admin.ch/bafu/en/home/topics/water> (last visited: 18.02.2022).

Federal Office of Meteorology and Climatology MeteoSwiss. Monthly and annual reports. – <https://www.meteoswiss.admin.ch/> (last visited: 18.02.2022).

Fischer M., Huss M., Barboux C., Hoelzle M. The new Swiss Glacier Inventory SGI2010: relevance of using high-resolution source data in areas dominated by very small glaciers. Arct., Antarc., Alp. Res., 2014, vol. 46, No. 4, p. 933–945.

Fluctuations of Glaciers Database. World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland. DOI: 10.5904/wgms-fog-2017-10 (last visited: 18.02.2022).

Gabbi J., Carenzo M., Pellicciotti F., Bauder A., Funk M. A comparison of empirical and physically based glacier surface melt models for long-term simulations of glacier response. J. Glaciol., 2014, vol. 60, No. 224, p. 1140–1154. DOI: 10.3189/2014JG14J011.

Gardelle J., Berthier E., Arnaud Y., Kääb A. Region-wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999–2011. The Cryosphere, 2013, vol. 7, p. 1263–1286. DOI: 10.5194/tc-7-1263-2013.

Hock R. DEBAM and DETIM. Manual. 1999. – <https://github.com/regine/meltmodel.git> (last visited: 18.02.2022).

Hock R. Temperature index melt modelling in mountain areas. J. Hydrol., 2003, vol. 282, p. 104–115.

Hoelzle M., Azisov E., Barandun M. et al. Re-establishing glacier monitoring in Kyrgyzstan and Uzbekistan, Central Asia. Geosci. Instrumen. Meth. and Data Systems, 2017, vol. 6, p. 397–418. – <https://doi.org/10.5194/gi-6-397-2017>

Hu M., Zhou G., Lv X. et al. Warming has accelerated the melting of glaciers on the Tibetan plateau, but the debris-covered glaciers are rapidly expanding. Remote Sens., 2023, vol. 15, No. 132, p. 1–17. – <https://doi.org/10.3390/rs15010132>

Huss M., Hock R. A new model for global glacier change and sea-level rise. Front. Earth Sci., 2015, vol. 3, p. 1–22. DOI: 10.3389/feart.2015.00054.

Jonsell U.Y., Navarro F.J., Banón M. et al. Sensitivity of a distributed temperature-radiation index melt model based on a four melt season AWS record from Hurd Peninsula glaciers, Livingston Island, Antarctica. The Cryosphere Dis., 2011, vol. 5, p. 3221–3258. – [www.the-cryosphere-discuss.net/5/3221/2011/](http://www.the-cryosphere-discuss.net/5/3221/2011/) doi:10.5194/tcd-5-3221-2011

Klimawandel in der Schweiz. Herausgegeben vom Bundesamt für Umwelt (BAFU), dem Bundesamt für Meteorologie, Klimatologie (MeteoSchweiz) und dem National Centre for Climate Services (NCCS). Bern, Switzerland, 2020, 105 p.

Konovalov V.G. Snow line and formation of glacier-derived runoff in glacier basins. In: 34 Selected Papers on Main Ideas of the Soviet Glaciology, 1940s–1980s. V.M. Kotlyakov (Ed.). Moscow, 1997, p. 402–410.

Nuimura T., Sakai A., Taniguchi K., Nagai H., Lamsal D., Tsutaki S., Kozawa A., Hoshina Y., Takenaka S., Omiya S., Tsunematsu K., Tshering P., Fujita K. The GAMDAM glacier inventory: a quality-controlled inventory of Asian glaciers. The Cryosphere, 2015, vol. 9, p. 849–864.

Paul F., Rastner P., Azzoni R., Diolaiuti G., Fugazza D., Le Bris R., Nemeč J., Rabatel A., Ramusovic M., Schwaizer G., Smiraglia C. Glacier shrinkage in the Alps continues unabated as revealed by a new glacier inventory from Sentinel-2. Earth Syst. Sci. Data, 2020, vol. 12, p. 1805–1821. – <https://doi.org/10.5194/essd-12-1805-2020>

Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A. The Randolph glacier inventory: A globally complete inventory of glaciers. J. Glaciol., 2014, vol. 60, No. 221, p. 537–552.

RGI Consortium, 2017. Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines, Version 6. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. – <https://doi.org/10.7265/4m1f-gd79> (date accessed: 26.01.2022).

Zappa M., Bernhard L., Fundel F., Jörg-Hess S. Vorhersage und Szenarien von Schnee- und Wasserressourcen im Alpenraum. In: Eidgenössische Forschungsanstalt WSL (Eds.), 2012: Alpine Schnee- und Wasserressourcen gestern, heute, morgen. Forum für Wissen (Davos, Nov. 23, 2012), Davos, 2012, p. 19–27.

*Поступила в редакцию 26 января 2022 г.,  
после доработки – 9 января 2023 г.,  
принята к публикации 3 апреля 2023 г.*