

СОВРЕМЕННЫЙ ПОДХОД К ПРОГНОЗИРОВАНИЮ ИЗМЕНЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

¹Рыбак Олег Олегович
²Рыбак Елена Алексеевна

¹Доктор физико-математических наук, Сочинский научно-исследовательский центр РАН, Институт природно-технических систем, филиал в г. Сочи, г. Сочи, Россия

e-mail: o.o.rybak@gmail.com

²Кандидат физико-математических наук, Сочинский научно-исследовательский центр РАН, Институт природно-технических систем, филиал в г. Сочи, г. Сочи, Россия

e-mail: elena.rybak@gmail.com

Аннотация

Потепление климата является ключевой причиной деградации горного оледенения. Горные ледники, которые представляют собой природные аккумуляторы пресной воды, чувствительны к изменениям приземной температуры воздуха и осадков. Для прогноза изменений ледникового стока в целых горных системах целесообразно применять концептуальные (полуэмпирические) модели, настройка которых может быть проведена с помощью 3-мерных динамических моделей на эталонных ледниках, для которых имеется необходимый набор данных наблюдений.

Ключевые слова: горный ледник, ледниковый сток, изменения климата, гидрологический режим, математическая модель, прогноз

1. Введение

Горные ледники являются природными аккумуляторами пресной воды, и, что немаловажно для формирования гидрологического режима на обширных горных и предгорных территориях, – регуляторами речного стока. Накапливая атмосферные осадки в холодный период года, таяние ледников в течение сезона абляции обеспечивает равномерное ее поступление в гидрологическую сеть. Регулятивная роль горного оледенения особенно важна, к примеру, в засушливых регионах Центральной Азии. Как одно из последствий ожидаемого к концу 21-го столетия сокращения в регионе осадков и ледникового стока возможно возникновение напряженной ситуации с водопотреблением в средне- и долгосрочной перспективе. Изменение климата влияет и на ресурсы пресной воды, вызывает наводнения, оползни, засуху и другие стихийные бедствия. Ускоренное таяние ледников создает дополнительные риски для устойчивого развития и региональной водной, энергетической и продовольственной безопасности [1]. С учетом того, что реки, берущие начало на склонах Тянь-Шаня, обеспечивают водой около 100 млн. человек [2], становится понятной обеспокоенность, связанная с текущим и прогнозируемым сокращением горного оледенения, так как последнее обеспечивает значительную долю (до 70% в засушливые годы) речного стока [3]. Сопоставимые по масштабам последствия вызовет сокращение горного оледенения на Кавказе [4].

Проблеме влияния изменений климата на горное оледенение посвящено большое количество исследований. По большей части в подобных работах (например, [4-7]) рассмотрены фактические изменения характеристик (площадь, объем и др.) отдельных ледников и целых горных систем за последние несколько десятилетий. В лучшем случае ретроспективные исследования могут охватывать период времени более столетия и опираться, по большей части, на косвенные, а не инструментальные данные (на положение конечной морены, исторические записи, фотографии, картины и т.д.). Необходимо отметить, что прямые оценки касаются, в основном, изменений площади оледенения, и связанного с этим изменением общего количества ледников: в условиях

фоновой деградации оледенения происходит как расчленение крупных ледников на более мелкие, так и исчезновение мелких ледников. Прогностических исследований заметно меньше. Это связано, по-видимому, со значительной трудоемкостью прогностических расчетов как таковых, а также, как это ни парадоксально, с дефицитом данных наблюдений. Мониторинг площади оледенения по спутниковым снимкам не представляет в настоящее время серьезной проблемы, а вот оценка объема является камнем преткновения, поскольку требует данных о толщине льда и ее изменении. Между тем, по состоянию на конец 20-го века, в мире насчитывалось более 200 тысяч горных ледников, а толщина и объем льда были известны не более, чем для 0,1% из этого количества [8] (по другой оценке – 0,3% [9]). Едва ли это соотношение изменилось за прошедшие два десятка лет.

2. Проблемы прогнозирования характеристик горного оледенения

В современных подходах к решению задачи прогнозирования изменения параметров горного оледенения в условиях эволюционирующего климата преобладает либо «точечный подход», когда прогнозы строятся для одного ледника, но с применением современных (но и затратных в смысле вычислительных ресурсов) трехмерных моделей динамики ледников, включая статическую или динамическую маску поверхностной морены (последняя включается в модели чрезвычайно редко), либо упрощенные (концептуальные, полуэмпирические или с чрезвычайно упрощенной динамикой) модели проекций горного оледенения планеты в целом, либо отдельных крупных ее регионов. Решение проблемы видится в комплексном применении обоих методов. Аргументация здесь следующая. Очевидно, что использовать сложные трехмерные эволюционные модели для прогноза оледенения не отдельных ледников, а целых регионов будет невозможно, во-первых, из-за больших вычислительных затрат, а, во-вторых, из-за недостатка данных. В то же время, концептуальные и полуэмпирические модели, которые гораздо быстрее в счете, чем сложные динамические модели, вполне могут быть применены для решения указанного круга задач. Сложность состоит в том, что простые модели требуют соответствующей настройки (калибровки и валидации), в противном случае их прогнозам будет сложно доверять. Для этой цели как раз и могут быть использованы трехмерные динамические модели. Применяя их для описания эволюции эталонных (опорных) ледников, и, сравнивая результаты с расчетами, произведенными на трехмерной динамической модели, мы получим возможность должным образом скорректировать значения ключевых параметров простой модели.

3. Расчет изменений толщины поверхности ледника

Параметризация изменения высоты поверхности ледника предназначена для описания пространственной реакции ледника на изменение баланса массы. В состоянии равновесия изменения толщины льда не происходит, поскольку разница в поверхностном балансе массы компенсируется динамическим притоком льда. В неравновесном состоянии изменения высоты поверхности ледника будут зависеть от многих факторов – размера, формы, режима течения, изменчивости поверхностного баланса массы. Соответственно, параметризация Δh меняется от одного ледника к другому. В условиях недостатка исходной информации по конкретному леднику, можно опираться на доступные обобщенные статистические данные. Проанализировав изменение полей высоты поверхности нескольких десятков альпийских ледников, авторы [10] вывели общее параметризационное уравнение для изменения нормализованной высоты поверхности Δh (или, что тоже самое, для изменения толщины льда) в выделенных высотных зонах для случая отрицательного баланса массы всего ледника. Считается, что изменения толщины не происходит в верхней высотной зоне, а максимальные изменения приходятся на приязыковую часть:

$$\Delta h = (h_n + a)^\gamma + b \cdot (h_n + a) + c, \quad (1)$$

где h_n – нормализованный диапазон высот в каждой из зон, а для ледников, чья площадь не превышает 5 км², безразмерные эмпирические коэффициенты принимают следующие значения в зависимости от площади ледника (таблица 1).

Таблица 1

Значения эмпирических коэффициентов в уравнении (1) в зависимости от площади ледников [10].

Площадь, км ²	a	b	c	γ
> 20	0,02	0,12	0	6
5-20	0,05	0,19	0,01	4
< 5	0,30	0,60	0,09	2

Уравнение (1) дает довольно большой разброс результатов, тем не менее, его возможно использовать в практических приложениях. Интегрирование Δh по N высотным зонам должно соответствовать ежегодному суммарному изменению массы ледника ΔM

$$\Delta M = \rho_{ice} \cdot \sum_{i=0}^{i=N} A_i \cdot f_s \cdot \Delta h_i, \quad (2)$$

где ρ_{ice} – плотность льда, A_i – площадь каждой высотной зоны $i=1, \dots, N$. Множитель f_s служит для масштабирования Δh для соблюдения равенства (2), то есть фактически служит для нивелирования невязки расчетов. Средняя толщина льда в каждой высотной зоне обновляется каждый модельный год:

$$H_{i,t+1} = H_{i,t} + f_s \cdot \Delta h_i. \quad (3)$$

Величина ежегодного изменения массы ледника ΔM в (2) рассчитывается по модели поверхностного баланса массы [11, 12 и мн. др.]:

$$\Delta M = \max(E, 0) / L_m \quad T_S \geq T_0$$

$$\Delta M = 0 \quad T_S < T_0, \quad (4)$$

где E – энергетический баланс на поверхности ледника, L_m – удельная теплота плавления, T_S – температура тонкого поверхностного слоя льда. T_S совпадает с приземной температурой воздуха T_A , но не может быть выше температуры таяния T_0 . T_A определяется по данным наблюдений [13] или их проекциям [14].

Величина ледникового стока RO определяется из простого соотношения

$$\Delta M = SMB = \sum_1^{365} (ACC - RO), \quad (5)$$

где SMB – поверхностный баланс массы, который по смыслу совпадает с суммарным изменением массы ледника за год (при отсутствии донного таяния). Аккумуляция ACC рассчитывается как сумма выпавших твердых осадков и вторично замерзшей талой воды, из которой вычитается количество испарившейся влаги с поверхности.

Заметим, что уравнение (1), будучи основано на наблюдениях, неявным образом учитывает динамику ледника.

4 Картирование подледного рельефа

Как уже упоминалось выше, прямые инструментальные измерения толщины льда были произведены на незначительном количестве горных ледников. Нельзя считать полностью надежными результаты дистанционных измерений, которые проводятся радиозондами, установленными на вертолетах, из-за значительных помех от сигналов, отраженных от боковых склонов долин (И.И. Лаврентьев, частное сообщение). Таким

образом, для прогноза конфигурации отступающих ледников при отсутствии данных о подледном рельефе (или, что тоже самое – о толщине льда) целесообразно использовать какой-либо из косвенных методов. В настоящее время известность получил метод (модель) GlabTop [15]. В его основе лежит предположение о постоянстве напряжения сдвига τ на нижней границе ледника вдоль оси течения. В этом случае толщина льда h может быть записана как

$$h = \frac{\tau}{f \cdot \rho_{ice} \cdot g \cdot \sin \alpha}, \quad (6)$$

где g – ускорение свободного падения, α – угол наклона поверхности ледника, f – множитель, зависящий от формы ледника и меняющийся в пределах 0,5-0,9 (конкретные значения подробно обсуждаются в [15]). Напряжение сдвига оценивается в соответствии с эмпирической формулой, полученной в результате анализа характеристик нескольких десятков ледников, и зависит от диапазона высот Δh , в котором расположен конкретный ледник:

$$\begin{aligned} \tau &= 0,05 + 1,598 \cdot \Delta h - 0,435 \cdot \Delta h^2 & \Delta h \leq 1600 \\ \tau &= 150 \text{ kPa} & \Delta h > 1600 \end{aligned} \quad (7)$$

Получив толщину льда вдоль осевой линии течения, восстановить топографию подледного рельефа несложно, предположив параболический или эллипсоидальный профиль ложа [16].

5. Заключение

В условиях, когда применение сложных трехмерных моделей динамики горных ледников для прогноза изменения ледникового стока в меняющемся климате невозможен в силу высоких затрат вычислительных ресурсов, целесообразно прибегнуть к помощи концептуальных и полуэмпирических методов. Такой подход оправдан, когда необходимо рассчитать изменения ледникового стока в больших регионах – в целых горных системах или в глобальном масштабе. Одна группа простых моделей применяется для прогностических расчетов отступления фронта ледника и изменения его толщины, а вторая – для восстановления подледного рельефа и меняющейся конфигурации ледника. Предполагается, что корректировка метода будет осуществляться прямыми расчетами на трехмерной динамической модели для отдельных эталонных (опорных) ледников, для которых накоплен значительный массив исходной информации о топографии, микроклимате, балансе массы и т.д.

Список использованной литературы

1. Баетов Б.И., Архангельская А.В. Изменение водности рек и ее вызовы гидроэнергетической безопасности // Вестник КРСУ. 2015. Т. 15. №1. с. 140-143.
2. Aizen V.B., Aizen E.M., Kuzmichonok V.A. Glaciers and hydrological changes in the Tien Shan: simulation and prediction // Environmental Research Letters. 2007. V. 2. 045019. doi:10.1088/1748-9326/2/4/045019.
3. Kääh A., Treichler D., Nuth C., Berthier E. Brief communication: contending estimates of 2003–2008 glacier mass balance over the Pamir–Karakoram–Himalaya // The Cryosphere. 2015. V. 9. p. 557-564. <http://dx.doi.org/10.5194/tc-9-557-2015>.
4. Лурье П.М., Панов В.Д. Изменение современного оледенения северного склона Большого Кавказа в XX в. и прогноз его деградации в XXI в. // Метеорология и гидрология. 2014. №4. С. 68-76. DOI: 10.3103/S1068373914040062.
5. Duyrgerov M. Reanalysis of Glacier Changes: from the IGY to the IPY, 1960–2008

- // Data of Glaciological Studies. 2010. publ. 108. p. 6-115.
6. Khromova T., Nosenko G., Kutuzov S. et al. Glacier area changes in Northern Eurasia // Environmental Research Letters. 2014. V. 9. p. 1-11.
 7. Kutuzov S., Shahgedanova M. Glacier retreat and climatic variability in the eastern Terskey-Alatoo, inner Tien Shan between the middle of the 19th century and beginning of the 21st century // Global and Planetary Change. 2009. V. 69. p. 59-70.
 8. Bahr D.B., Meier M.F., Peckham S.D. The physical basis of glacier volume-area scaling // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102. P. 20355–20362.
 9. Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир. 2006. 389 с.
 10. Huss M., Jouvett G., Farinotti D., Bauder A. Future high-mountain hydrology: a new parameterization of glacier retreat // Hydrology and Earth System Sciences. 2010. V. 14. P. 815-829. doi:10.5194/hess-14-815-2010
 11. Huss M., Hock R. A new model for global glacier change and sea-level rise // Frontiers in Earth Science. [Электронный ресурс] <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2015.00054/full> 2015. V. 3. Article 54. doi:10.3389/feart.2015.00054
 12. Рыбак О.О., Рыбак Е.А., Морозова П.А. Моделирование и прогноз баланса массы горных ледников Центрального Кавказа в условиях климатических изменений // Системы контроля окружающей среды. 2016. Вып. 6 (26). С. 93-100.
 13. Морозова П.А., Рыбак О.О. Регионализация данных глобального климатического моделирования для расчёта баланса массы горных ледников // Лёд и Снег. 2017. №57(4). С. 437-452. DOI:10.15356/2076-6734-2017-4-437-452.
 14. Применение данных сетевых метеорологических станций для расчета баланса массы ледников (на примере ледника Джанкуат, Центральный Кавказ) // Системы контроля окружающей среды. 2017. № 9 (29). С. 100-108.
 15. Linsbauer A., Paul F., Haerberli W. Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with GlabTop: Application of a fast and robust approach // Journal of Geophysical Research. 2012. V. 117. F0007. doi:10.1029/2011JF002313
 16. Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Петраков Д.А. и др. Толщина, объем льда и подледный рельеф ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) // Лед и Снег. 2014. № 4 (128). С. 7–19.

UDC 551.89 551.583.7

**PRESENT-DAY APPROACH FOR PREDICTION OF CHANGES
IN HYDROLOGICAL REGIME OF MOUNTAIN TERRITORIES**

¹**Rybak, Oleg O.**

²**Rybak, Elena A.**

¹ Doctor of Sciences (Physics and Mathematics), Sochi Research Center of the Russian Academy of Sciences, Institute of Natural and Technical Systems, Sochi Branch, Sochi, Russia
e-mail: o.o.rybak@gmail.com

² Candidate of Sciences (Physics and Mathematics), Sochi Research Center of the Russian Academy of Sciences, Institute of Natural and Technical Systems, Sochi Branch, Sochi, Russia
e-mail: elena.rybak@gmail.com

Annotation

Climate warming is a key reason of degradation of mountain glaciation. Mountain glaciers being the natural accumulators of fresh water are sensitive to changes of surface air temperature and precipitation. Conceptual (semi-empirical) models are very handful for prediction of glacial run-

off in whole mountain systems. Tuning of these models can be carried out using 3-D dynamical models on reference glaciers where the whole set of observations is available.

Keywords

Mountain glacier, glacial run-off, climate change, hydrological regime, mathematical model, prediction/

© О.О. Рыбак, Е.А. Рыбак, 2018