Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.584+551.324.63 doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-437-452

Регионализация данных глобального климатического моделирования для расчёта баланса массы горных ледников

© 2017 г. П.А. Морозова[1,2*], О.О. Рыбак[2-4]

[1]Институт географии РАН, Москва, Россия; [2]Филиал Института природно-технических систем, Сочи, Россия;
[3]Сочинский научно-исследовательский центр РАН, Сочи, Россия;
[4]Earth System Sciences and Department of Geography, Vrije Universiteit Brussel, Belgium
*morozova_polina@mail.ru

Downscaling of the global climate model data for the mass balance calculation of mountain glaciers

P.A. Morozova[1,2*], O.O. Rybak[2-4]

[1]Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;
[2]Branch of Institute of Natural and Technical Systems, Sochi, Russia;
[3]Scientific Research Center, Russian Academy of Sciences, Sochi, Russia;
[4]Earth System Sciences & Departement Geografie, Vrije Universiteit Brussel, Belgium
*morozova_polina@mail.ru

Received February 15, 2017 *Accepted July 21, 2017*

Keywords: ***air temperature, Caucasus, climate scenario, downscaling, glacier, mass balance, precipitations, regional model.***

Summary

In this paper, we consider a hybrid method of downscaling of the GCM-generated meteorological fields to the characteristic spatial resolution which is usually used for modeling of a single mountain glacier mass balance. The main purpose of the study is to develop a reliable forecasting method to evaluate future state of mountain glaciation under changing climatic conditions. The method consists of two stages. In the first or dynamical stage, we use results of calculations of the regional numerical model HadRM3P for the Black Sea-Caspian region with a spatial resolution of 25 km [22]. Initial conditions for the HadRM3P were provided by the GCM developed in the Institute of Numerical Mathematics of RAS (INMCM4) [18]. Calculations were carried out for two time periods: the present climate (1971–2000) and climate in the late 21st century (2071–2100) according to the scenario of greenhouse gas emissions RCP 8.5. On the second stage of downscaling, further regionalization is achieved by projecting of RCM-generated data to the high-resolution (25 m) digital altitude model in a domain enclosing a target glacier. Altitude gradients of the surface air temperature and precipitation were derived from the model data. Further on, both were corrected using data of observations. Incoming shortwave radiation was calculated in the mass balance model separately, taking into account characteristics of the slope, i.e. exposition and shading of each cell. Then, the method was tested for glaciers Marukh (Western Caucasus) and Jankuat (Central Caucasus), both for the present-day and for future climates. At the end of the 21st century, the air temperature rise predicted for the summer months was calculated to be about 5–6 °C, and the result for the winter to be minus 2–3 °C. Change in annual precipitation is not significant, less than 10%. Increase in the total shortwave radiation will be about 5%. These changes will result in the fact that the snow line will be higher than the body of the glacier itself. This will inevitably cause degradation of the glacier and its gradual disappearance. The main contribution to the glacier shrinking and disappearance will be made by air temperature rise, because it will affect the change in the ratio of the areas of ablation and accumulation. Besides, a rise of temperature will increase the average melting season duration. These are, of cause, preliminary results just to illustrate how the downscaling method works. We did not take into account dynamic effects and gradual reducing of the glaciated area. In future, we plan to couple mass balance and dynamical models [17] and to adjoin them with downscaled climate change in order to account for transient glacier changes.

Citation: Morozova P.A., Rybak O.O. Downscaling of the global climate model data for the mass balance calculation of mountain glaciers. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2017. 57 (4): 437–452. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-437-452

Поступила 15 февраля 2017 г. *Принята к печати 21 июля 2017 г.*

Ключевые слова: ***баланс массы, даунскейлинг, Кавказ, ледник, осадки, прогноз климата, региональная модель, температура воздуха.***

Предложен метод оценки изменения основных метеовеличин для прогноза параметров горного оледенения. Использованы результаты расчётов региональной климатической модели HadRM3P для Черноморско-Каспийского региона в условиях современного климата (1971–2000 гг.) и климата конца XXI в. (2071–2100 гг.) по сценарию эмиссии парниковых газов RCP 8.5, выполненных в работе [22]. В качестве исходных данных в региональной модели использованы результаты глобального климатического моделирования для тех же периодов [18]. Представлены схемы расчётов для основных метеопараметров: осадков, температуры и коротковолновой радиации.

Введение

Сокращение горного оледенения может существенно повлиять на изменение хозяйственной деятельности в горных регионах, что обусловливает повышенный интерес к разработке прогнозов эволюции горных ледников. Согласно оценкам [1], оледенение Кавказа сократилось на 27,5% за первую половину последнего столетия и на 17,7% – за вторую. По данным исследования [2], изменение площади ледников северного склона Большого Кавказа составило 52,6%. Для стратегического планирования хозяйственной деятельности в регионе, в том числе для оценки риска возникновения опасных природных явлений (например, селей), необходимо знать дальнейшую эволюцию горных ледников.

Надёжные прогностические оценки изменения оледенения невозможны без использования методов математического моделирования. В свою очередь, моделирование климата и его изменений (и в прошлом, и будущем) возможно только в масштабах всей Земли. Однако вычислительные ресурсы накладывают определённые ограничения на пространственное разрешение климатических моделей, применяемых в подобных численных экспериментах. Как правило, это – первые сотни километров. Для задач регионального прогноза, особенно для территорий со сложной орографией, требуется уточнение данных глобального моделирования. В русскоязычной литературе нет устоявшегося термина для обозначения процедуры детализации (встречаются такие варианты, как телескопизация, регионализация, уменьшение масштаба и т.п.). В данной работе мы используем вариант транслитерации англоязычного термина downscaling «даунскейлинг». В работе [3] дан общий обзор следующих методов детализации метеорологических полей: статистического, физического, динамического и статистико-динамического.

Статистический даунскейлинг. Статистический метод уточнения данных глобальных моделей предполагает поиск связей между крупномасштабными особенностями атмосферы и значениями локальных переменных с использованием данных наблюдений. В настоящее время используется довольно много статистических методов: множественная линейная регрессия, корреляционный анализ, искусственные нейронные сети, различные индексы, в том числе и для горных территорий [4, 5]. К достоинствам этого метода можно отнести малые вычислительные затраты, а также возможность использования полей, наиболее успешно воспроизводимых моделью. Основные недостатки – не всегда достаточная обеспеченность данными наблюдений, маленькая выборка для получения соотношений при экстремальных состояниях. При использовании метода за пределами периода наблюдений (например, при экспериментах по воспроизведению климата будущего или прошлого) необходимо понимать, что полученное соотношение справедливо лишь для ряда наблюдений и может измениться в условиях, отличных от тех, для которых оно было рассчитано.

Физический даунскейлинг заключается в использовании физических соотношений, полученных из упрощённых уравнений сохранения энергии, влаги и количества движения. Крупномасштабные данные обычно уточняются путём учёта дополнительных особенностей подстилающей поверхности. В работе [6] использование сведений о рельефе высокого разрешения позволяет уточнить данные о температуре (учёт влияния высоты, снежного покрова и угла наклона поверхности) и осадках (перетекание через препятствие). В исследовании [7] проанализированы данные более чем 200 температурных датчиков, установленных в Аппалачах, для поиска закономерностей между температурным режимом и характеристиками микроклиматических ячеек (углом склона и экспозицией, типом подстилающей поверхности,

величиной приходящей солнечной радиации и т.д.). Полученные соотношения использовались затем при построении температурных карт высокого разрешения для Национального парка Great Smoky Mountains. К достоинствам метода физического даунскейлинга стоит отнести вычислительную экономичность, а к недостаткам – учёт только части локальных процессов.

Динамический даунскейлинг подразумевает применение региональной климатической модели для уточнения крупномасштабных полей [8, 9]. Данные глобальной модели используются в качестве начальных и граничных условий для региональной модели. Благодаря уменьшению шага по пространству (как правило, максимально используемое разрешение – первые километры) удаётся учесть особенности подстилающей поверхности (рельеф, растительность, тип поверхности и т.п.), а также рассчитать некоторые величины в явном виде, без использования параметризаций. Существует также вариант использования глобальной модели, но с переменным разрешением [10, 11]. Динамический даунскейлинг позволяет восстановить все характеристики мезомасштабной циркуляции и получить согласованные поля метеовеличин. Причём это будут поля для конкретной атмосферной ситуации, а не статистическая информация для того или иного сценария. Основной недостаток метода – значительные вычислительные затраты.

Динамико-статистический даунскейлинг – наиболее сложный с алгоритмической точки зрения. Сначала по данным глобальной модели определяют типичные для исследуемого региона синоптические ситуации и частоту их возникновения. Затем для каждого типа выполняется один или несколько экспериментов с соответствующими полями глобальной модели в качестве начальных данных. Региональные распределения метеопараметров получаются с учётом «веса» (в зависимости от частоты повторений типов погоды). Полученные статистические соотношения используют для дальнейшего уточнения полей метеовеличин. Отличие от статистического метода состоит в том, что полученные связи основаны на данных моделирования, а не наблюдений и могут быть использованы при различных климатических сценариях, а также в случае недостаточной плотности натурных данных [12, 13]. По сравнению с динамическим методом динамико-статистический даунскейлинг требует меньших вычислительных затрат. К недостаткам метода стоит отнести сведение всего многообразия атмосферных ситуаций к определённому набору типов, а также ограничение на минимальное разрешение по пространству.

Ни один из перечисленных методов не лишён недостатков, поэтому выбор во многом зависит от конкретной задачи и имеющейся начальной информации. В настоящей работе предложена схема регионализации данных глобального климатического моделирования для расчётов баланса массы ледников, сочетающая в себе динамический, статистический и физический подходы. Условно назовём такой подход *гибридным методом*. В работе [14] результаты динамического даунскейлинга реанализа региональной моделью REMO с разрешением 18 км интерполировались на сетку масс-балансовой модели с разрешением 100 м. Использовались различные схемы интерполяций и простых подсеточных параметризаций. Показано, что определяющее значение имеет именно выбранный метод интерполяции. Кроме хорошего соответствия рассчитанных и измеренных величин баланса массы, отмечено систематическое занижение величины аккумуляции, связанное с ошибками в воспроизведении поля осадков REMO. В ряде работ для непродолжительных периодов учитывалась даже обратная связь между ледником и атмосферой [15].

В начальной части статьи изложена методика регионализации данных глобального климатического моделирования, затем представлены результаты сравнения регионального моделирования современного климата (1971–2000 гг.) с данными наблюдений. Далее описано применение гибридного метода для расчёта изменений ключевых метеовеличин для математического моделирования конфигурации ледников Марух и Джанкуат. Для проверки метода выполнены расчёты поверхностного баланса массы ледника Марух в условиях современного и будущего климатов.

Методика регионализация климатических данных

Для расчёта характеристик горного оледенения с использованием совместной энергобалансовой модели и модели течения льда необходимо пространственное разрешение 10–20 м [16, 17]. Исходными данными для оцен-

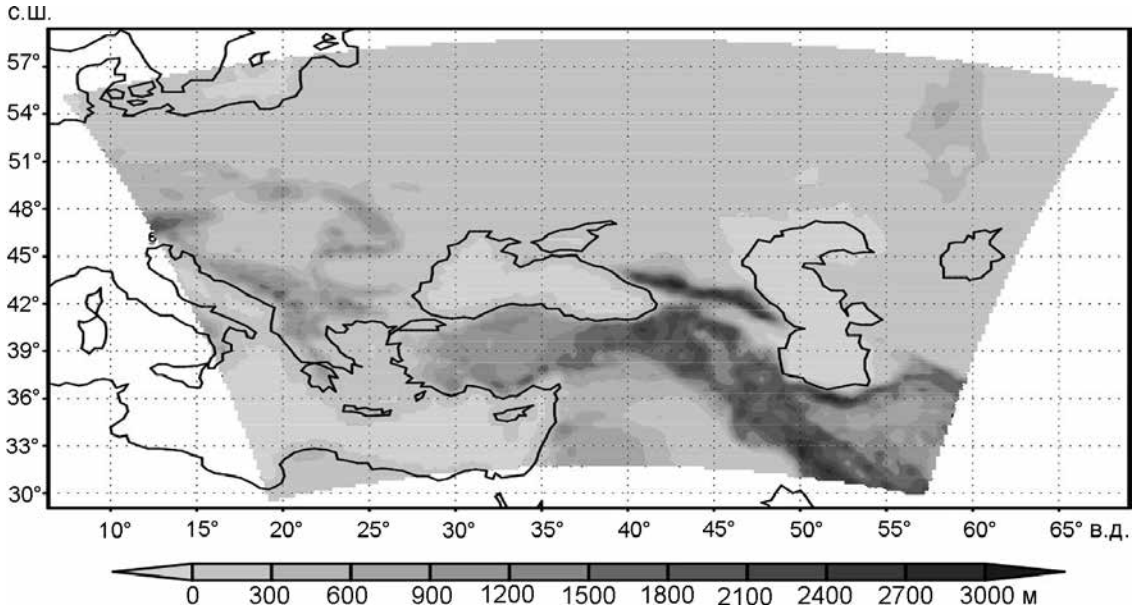

Рис. 1. Область интегрирования региональной модели HadRM3P, высота над уровнем моря, м
Fig. 1. Regional model HadRM3P domain and orography, m

ки возможных климатических изменений служат результаты глобальных моделей с пространственным разрешением в среднем 100–200 км, т.е. на четыре порядка больше. В такой ситуации необходим даунскейлинг. В качестве исходных климатических данных в региональной модели HadRM3P (модель Метеорологического центра Гадлея, Великобритания) использованы поля модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАиО) INMCM4, разработанной в Институте вычислительной математики РАН (ИВМ РАН) [18], рассчитанные для современного климата (1971–2000 гг.) и климата конца XXI в. (2071–2100 гг.) по сценарию эмиссии парниковых газов RCP 8.5 («неблагоприятный» вариант [19]). МОЦАиО состоит из двух блоков: атмосферного и океанического. Пространственное разрешение атмосферного блока составляет 2° × 1,5° по долготе и широте, по вертикали – 21 сигма-уровень, шаг по времени – 5 мин. Атмосферный блок содержит схемы параметризации радиации, глубокой и мелкой конвекции, турбулентного перемешивания в пограничном слое, орографического и неорографического гравитационно-волнового сопротивления. В модели осуществляется интерактивный расчёт циклов углерода и метана. Потоки тепла и влаги с поверхности суши, а также процессы тепловлагообмена в почве учитываются согласно [20]. Модель содержит современный блок циркуляции океана, пространственное разрешение которого составляет 1° × 0,5°, 40 вертикальных уровней, шаг по времени – 2 часа (внутренний шаг для адвекции температуры и солёности – 30 мин.). Океанический и атмосферный блоки обмениваются следующей информацией: из атмосферы в океан передаются потоки тепла, пресной воды и напряжение трения; из океана в атмосферу – температура поверхности и площадь морского льда. Коррекция потоков не используется. Учитываются сток пресных вод наиболее крупных рек и прибрежное таяние материкового льда. Модель участвовала в проекте CMIP5 по сравнению климатических моделей и её результаты использованы в Пятом оценочном докладе Международной группы экспертов по изменениям климата (МГЭИК) [21].

Регионализация полей глобальной климатической модели INMCM4 для Черноморско-Каспийского региона выполнена в работе [22] с помощью модели HadRM3P [23], которая в использованной конфигурации имеет разрешение 0,22° × 0,22° и 19 гибридных вертикальных уровней. Расчётная область приведена на рис. 1. Данная версия имеет гидростатическое приближение, ряд упрощений при параметризации физических механизмов, учитываемых в моделях прогноза погоды, и применяется при длитель-

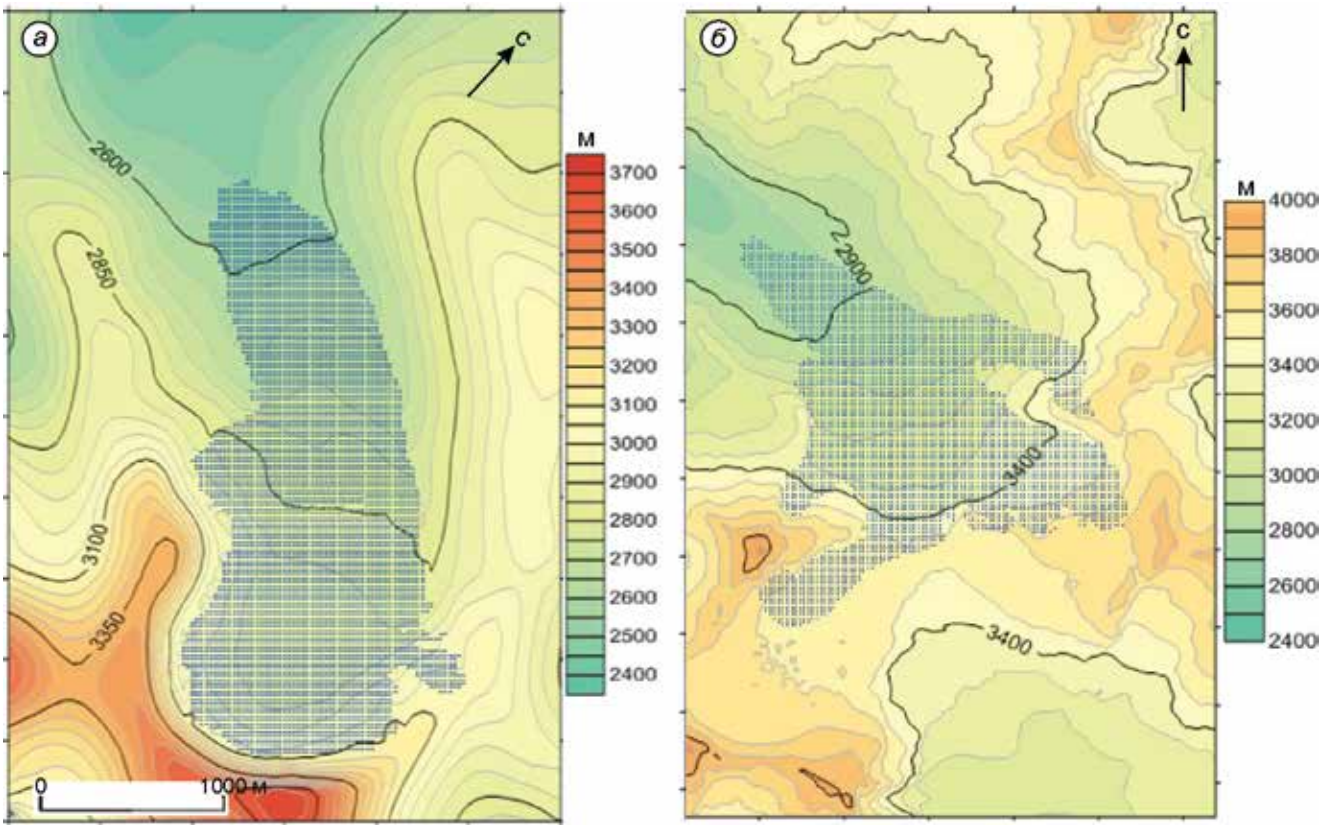

Рис. 2. Расчётная область масс-балансовой модели ледников:
а – Марух (121 × 202, 25 м); *б* – Джанкуат (124 × 208, 25 м), маска ледника показана светло-синим
Fig. 2. Mass-balance model domain:
а – Marukh Glacier (121 × 202 points, 25 m); *б* – Djankuat Glacier (124 × 208 points, 25 m), ice mask is blue

ных климатических экспериментах. В модели HadRM3P используется набор численных схем параметризации различных подсеточных процессов: турбулентного перемешивания, конвективных облаков, крупномасштабной облачности, осадков, радиационных потоков, процессов в верхнем слое почвы.

Суть метода динамического даунскейлинга заключается в пересчёте данных МОЦАиО с грубым пространственным разрешением на более мелкую сетку, учитывающую мелкомасштабные особенности подстилающей поверхности, с помощью численной модели. Данные INMCM4 ассимилируются в качестве граничных условий на внешней границе расчётной области РКМ. Начальными условиями внутри расчётной области выступают также поля INMCM4, интерполированные на мелкую модельную сетку на каждом вертикальном уровне. Дальнейшая регионализация метеоданных на сетку масс-балансовой модели (расчётные области показаны на рис. 2, шаг по пространству – 25 м) проводилась с помощью цифровой модели рельефа DEM, а также статистических и физических методов.

Приземная температура воздуха. Модельные значения температуры, полученные при интегрировании HadRM3P, интерполировались в условные точки, соответствующие координатам ледников Джанкуат (43,12° с.ш., 42,45° в.д.) и Марух (43,22° с.ш., 41,25° в.д.) из ближайших узлов пространственной сетки РКМ. Для приведения интерполированных значений к высоте ячеек масс-балансовой модели использовался высотный градиент приземной температуры вдоль склона, также рассчитанный по данным моделирования. Для оценки температурного скачка на границе ледника проанализированы как экспедиционные измерения в долине реки Адыл-су [автоматические метеостанции (АМС) на леднике Джанкуат (2950 м), базе МГУ (2690 м) и в альплагере Джантуган (2400 м)], так и данные метеостанций (ГМС) Терскол (2200 м) и Чегет (3050 м) за лет-

ние периоды 2007–2014 гг. Поскольку синхронные наблюдения на одной и той же высоте над ледником и за его пределами не выполнялись, величина температурного скачка оценивалась как разница между измеренной температурой и приведённой к высоте «ледниковой» АМС по среднему градиенту приземной температуры в долине р. Адыл-су (без учёта данных АМС на леднике).

Анализ данных позволил установить как суточный ход значений температурного скачка, так и его зависимость от погодных условий. Максимальная разница наблюдалась при ясной погоде в послеполуденные часы. Данные были разделены на три группы в зависимости от балла облачности, после чего рассчитывалось среднее значение температурного скачка (полученные совокупности удовлетворяют критерию согласия Пирсона для нормального распределения). Использование полученных результатов корректно не только для ледника Джанкуат, но и для ледника Марух, поскольку оба ледника сопоставимы по размерам, климатическим условиям и относятся к одному морфологическому типу долинных ледников.

Особенности распределения температуры над поверхностью ледника оценить не удалось, поскольку наблюдения при помощи АМС на леднике представлены одной точкой. В работе [24] средний градиент над поверхностью ледника Джанкуат оценивается в 0,2 °С/100 м (исследования 1974–1975 гг.), а температурный скачок происходит в зоне «лба» ледникового языка, а не непосредственно на границе ледника с неледниковой поверхностью. На леднике Марух также проводились исследования, по данным которых средний высотный градиент над поверхностью ледника составляет около 0,8 °С/100 м [25]. Отмечена связь с температурой воздуха: чем выше температура, тем больше высотный градиент вдоль склона. В исследовании [26] приведены значения высотного температурного градиента над поверхностью ледников в различных горных районах мира. В среднем он составляет 0,3–0,4 °С/100 м, а по данным измерений в Итальянских Альпах [27] – 0,6–0,7 °С/100 м. Были выполнены несколько вариантов расчёта с различными значениями градиента над ледниковой поверхностью.

Последовательность расчёта температуры на поверхности ледника такова: 1) расчёт градиента приземной температуры вдоль склона для каждого шага по времени по девяти ячейкам РКМ (ячейке, в которой располагается ледник, и соседней с ней); 2) приведение значений температуры РКМ к высоте нижней точки ледника по рассчитанному градиенту приземной температуры вдоль склона; 3) учёт по описанной схеме наличия температурного скачка в период отсутствия устойчивого снежного покрова; 4) использование «ледникового» высотного температурного градиента для итогового расчёта температуры в ячейке масс-балансовой модели. Итоговая формула для расчёта температуры на поверхности ледника T_{ice}:

$$T_{ice} = T_{mod} + T_{grad}(h_{mod} - h_{ice}) + T_{grad_i}(h_{l_ice} - h_{ice}) + T_{chan},$$

где T_{mod} – температура ячейки РКМ; T_{grad} – высотный температурный градиент вдоль склона, рассчитанный по соседним модельным ячейкам; T_{grad_i} – высотный температурный градиент над поверхностью ледника; h_{mod}, h_{l_ice}, h_{ice} – высота ячейки РКМ, нижней точки ледника и ячейки масс-балансовой модели соответственно; T_{chan} – температурный скачок на границе ледника (величина температурного скачка зависит от балла облачности).

Осадки. Расчёт осадков выполняется по той же схеме, что и температуры. Однако, помимо использования значений ближайшего к леднику модельного узла, возможны и другие схемы интерполяции. В данной работе применены методы билинейной интерполяции и обратных взвешенных расстояний (IDW). На каждом шаге по времени рассчитывается плювиометрический градиент вдоль склона с использованием данных соседних к точке ледника ячеек. Поскольку максимальная высота ячеек в окрестности точек ледников в региональной модели ниже высот, на которых находится ледник, критическая высота, выше которой рост осадков прекращается (при положительном высотном градиенте осадков), задаётся по данным наблюдений: для ледника Марух принято значение 2700 м [25], для ледника Джанкуат – 3000 м.

Коротковолновая солнечная радиация в масс-балансовой модели рассчитывается в два этапа. Сначала проводятся предварительные расчёты таких величин, как экспозиция, ориентация и закрытость горизонта для каждой ячейки по методике, предложенной в [28]. Также в препроцессинге для одного календарного года в каждом шаге по времени рассчитываются азимут и угол падения солнечных лучей с помощью стандарт-

ных астрономических формул для экваториальной системы координат [29].

Сохранённые выходные данные РКМ необходимого временного разрешения содержат только результаты расчёта приходящей суммарной коротковолновой радиации. Поэтому при расчёте в масс-балансовой модели суммарная приходящая коротковолновая радиация, рассчитанная в РКМ, разделяется на прямую B_h и рассеянную D по методу, предложенному в работе [30], в зависимости от соотношения количества радиации на внешней границе атмосферы I_t и у поверхности Земли I_g:

$$\frac{D}{I_g}=\begin{cases}0{,}095-0{,}081k_t, \text{ если } k_t<0{,}21\\ 0{,}724+2{,}738k_t-8{,}32k_t^2+4{,}967k_t^3, \text{ если } 0{,}21\le k_t\le 0{,}76,\\ 0{,}180, \text{ если } k_t>0{,}76\end{cases}$$

где $k_t = I_g/I_t$.

После этого количество приходящей прямой радиации корректируется с учётом ориентации ячейки и угла наклона склона; для рассеянной радиации учитывается степень закрытости горизонта. Делается допущение, что условия облачности одинаковы для всего ледника. Количество приходящей коротковолновой радиации рассчитывается как сумма прямой и рассеянной радиации, если ячейка не затенена, при затенении учитывается только рассеянная радиация (рис. 3).

Результаты

Для оценки качества работы РКМ в пределах Кавказского региона проведено сравнение данных моделирования с данными наблюдений сетевых метеостанций [31] (табл. 1).

Температура. Для расчёта высотного градиента по данным наблюдений выбраны сетевые станции по двум субширотным и трём субмеридиональным профилям, всего 23 станции для периода 1960–2010 гг. Различия в значениях высотного градиента, вычисленного для каждого профиля, составили не более 0,1 °С/км, т.е. высотный фактор – определяющий. Таким образом, правомерно использовать средние значения высотного градиента, вычисленные для всей территории. Для каждого сезона вычислен средний высотный температурный градиент: для зимы он составил −3,2 °С/км, для весны – 4,3 °С/км, для лета – 5,5 °С/км, для осени – 4,1 °С/км. Среднеквадратическое отклонение (СКО) колеблется в пределах 0,9 °С (зима) и 2,1 °С (лето), коэффициент достоверности аппроксимации линейной зависимостью составляет 0,68 (лето) и 0,98 (зима). По модельным данным (для ячеек, расположенных выше 1000 м над ур. моря) также рассчитан высотный градиент. Он получился выше, чем по данным наблюдений ГМС: для лета его величина составляет 7 °С/км, для остальных сезонов – 6 °С/км (СКО 0,8–1,7 °С, коэффициент достоверности аппроксимации 0,81–0,94). Отметим, что значения градиента, полученные по данным моделирования, отличаются от рассчитанных по данным 23 станций, но при этом соответствуют полученным для Кавказского региона значениям, приведённым в литературе, например в [32] он составляет 6 °С/км.

Для сравнения в точках были выбраны станции, расположенные в высокогорье (Клухорский перевал, Сулак высокогорная, Местиа, Терскол). Значения модельной приземной температуры воздуха были проинтерполированы в точки, соответствующие географическим координатам станций. Рассматривалась средняя температура летних месяцев за период 1971–2000 гг. Абсолютные значения разности между модельными и наблюдёнными значениями не превышают 2 °С (табл. 2).

Осадки. Для оценки качества воспроизведения осадков сравнение проводилось по станционным и обобщённым данным, которые содержат сведения суммарных осадкомеров. Заметим, что измерение твёрдых осадков, которые наиболее интересны в рамках данной работы (на них приходится существенная доля в годовых суммах: для высот 2000 м – 40%, 3000 м – 70% [33]), связано со значительными погрешностями. Систематический недоучёт твёрдых осадков при измерении осадкомером конструкции Третьякова составляет 30–60%, а дождемером – более 50% [34, 35]. Помимо этого, плотность наблюдательной сети невысока. Эти факторы затрудняют количественные оценки качества воспроизведения осадков. Представленные далее значения наблюдений стоит рассматривать не как эталонные, а, скорее, как отражающие общие региональные особенности (табл. 3). Результаты моделирования отражают структуру осадков, при этом наибольшие отличия наблюдаются на Центральном Кавказе, что может быть связано и с

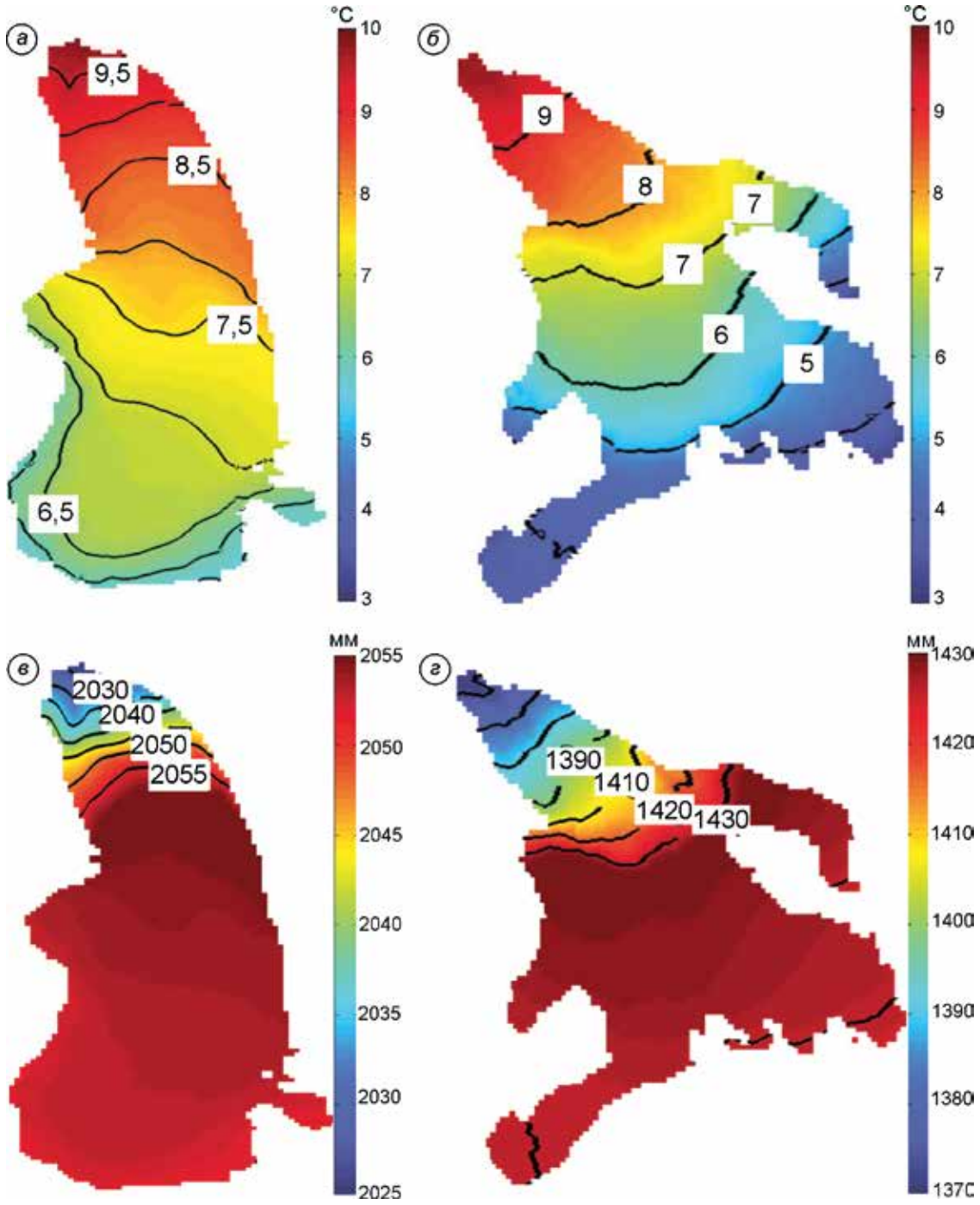

Рис. 3. Средняя температура июля на высоте 2 м (*а* – Марух, *б* – Джанкуат) и сумма осадков (мм) холодного периода (*в* – Марух, *г* – Джанкуат) для современного климата (1971–2000 гг.) по результатам регионализации данных модели INMCM4

Fig. 3. Average July air temperature at 2 m (*а* – Marukh Glacier, *б* – Djankuat Glacier) and precipitation sum (mm) for cold period (*в* – Marukh Glacier, *г* – Djankuat Glacier) for modern climate (1971–2000), results of downscaling INMCM4 data

выбором границ региона, так как в работе [36] при делении на регионы не указаны географические координаты границ областей.

По оценкам для высокогорных станций (см. табл. 2) видно, что модель занижает осадки тёплого периода и завышает осадки холодного. По-

Таблица 1. **Список метеостанций, использованных при оценке воспроизведения РКМ HadRM3P современного климата**

Индекс	Широта, градусы	Долгота, градусы	Высота над ур. моря, м	Название станции
34927	45,05	39,03	28	Краснодар, Круглик
34949	45,12	42,08	451	Ставрополь, АМСГ
37001	44,88	37,28	30	Анапа, МГ
37018	44,1	39,07	60	Туапсе
37031	44,98	41,12	158	Армавир
37050	44,05	43,03	538	Пятигорск
37054	44,23	43,07	315	Минеральные Воды
37075	44,35	45,83	19	Южно-Сухокумск
37099	43,58	39,77	57	Сочи
37107	43,68	40,2	566	Красная Поляна
37112	43,87	41,57	928	Зеленчукская
37123	43,9	42,72	943	Кисловодск
37126	43,73	42,67	2070	Шаджатмаз
37196	43,25	41,83	2037	Клухорский перевал
37235	43,35	45,68	162	Грозный
37244	43,35	46,12	74	Гудермес
37385	42,18	42,37	26	Самтредиа
37461	42,37	46,25	2927	Сулак высокогорная
37471	42,82	47,12	472	Буйнакск
37472	43,02	47,48	−20	Махачкала
37549	41,68	44,95	448	Тбилиси
37663	41,47	47,75	1016	Ахты
37735	40,72	46,42	311	Кировобад/Гянжа
37209	43,03	42,44	1412	Местиа
37204	43,15	42,31	2144	Терскол

Таблица 2. **Ошибки воспроизведения РКМ HadRM3P современного климата (1971–2000 гг.) в точках станций: средней летней приземной температуры воздуха и сумм осадков холодного, тёплого периода и годовой суммы***

Метеостанция, высота над ур. моря, м	Ошибка	Температура июнь–август, °С	Осадки		
			май–сентябрь	октябрь–апрель	год
Клухорский перевал, 2037	Δ	0,9	−435 мм (59,4%)	203 мм (17,7%)	−231 мм (12%)
	$СКО_н$	0,9	122	231	269
	$СКО_м$	1	113	325	319
Сулак высокогорная, 2927	Δ	0,3	−204 мм (32%)	95 мм (19,8%)	−108 мм (9,7%)
	$СКО_н$	1	114	98	180
	$СКО_м$	1,2	131	72	174
Местиа, 1412	Δ	1,1	−251 мм (55,7%)	109 мм (19%)	−141 мм (14%)
	$СКО_н$	1	95	125	158
	$СКО_м$	1,1	132	271	269
Терскол, 2144	Δ	2,0	55 мм (11,7%)	295 мм (63,7%)	240 мм (25%)
	$СКО_н$	1	124	84	173
	$СКО_м$	1,1	114	210	230

*Δ – разница абсолютных значений; для осадков в скобках указан процент от суммы осадков по данным станционных наблюдений за рассматриваемый период; СКО по данным наблюдений – $СКО_н$ и моделирования – $СКО_м$.

скольку региональная климатическая модель имеет гидростатическое приближение, процессы конвекции воспроизводятся не явно, а параметризуются. В ряде исследований отмечено, что модели с параметризацией конвекции, как правило, занижают количество осадков во внетропических областях [37, 38]. В исследовании [39] также отмечалось занижение летних осадков мо-

Таблица 3. **Годовые суммы осадков (мм) (1971–2000 гг.), по [36]**

Высота над ур. моря, м									
2000	2200	2400	2600	2800	3000	3200	3400	3600	3800
Западный Кавказ, южный склон									
2480*	2430	2880	–						–
2470**	2450	2400	2350	2280	2260	2240	2210	2180	
Западный Кавказ, северный склон									
1800	1950	–							–
1980	2080	2150	2155	2135	2115	2085	2055	2025	
Центральный Кавказ, южный склон									
1925	1500	1590	1925	1485	1990	–			
2370	2450	2490	2505	2480	2460	2440	2410	2380	2350
Центральный Кавказ, северный склон									
820	850	1090	1610	1520	1530	–			
610	740	870	1000	1130	1170	1210	1120	1060	1000

*Первая строка – по результатам моделирования РКМ HadRM3P; **вторая строка – по данным наблюдений. Прочерки – данные о количестве осадков для высотного уровня отсутствуют.

делью HadRM3P для территории Украины и юга России. Разница между модельными и наблюдёнными значениями осадков холодного периода составляет около 20% и укладывается в рамки естественной изменчивости в данном регионе (СКО по данным наблюдений) за исключением ГМС Терскол (63%). Однако в работе [24] отмечено, что отличия в суммах осадков на ГМС Терскол и вблизи ледника Джанкуат могут отличаться в 1,7 раза. При этом межгодовая изменчивость в пределах горно-ледникового бассейна также довольно высока: высотный градиент осадков в разные годы отличался в три раза. Там же [24] приведена информация о том, что аккумуляция на высоте 2700 м составляет ~700 мм, а на высоте 2950 м – ~2000 мм. В то же время модельные оценки для условного холодного периода (октябрь–апрель) показывают около 1300 мм для ячейки, расположенной на высоте 2882 м. Таким образом, косвенные оценки для этой территории дают гораздо лучшее соответствие наблюдённых и рассчитанных величин. Для расчёта баланса массы ледников Кавказа основное значение имеют суммы осадков за холодный период, поэтому целесообразно использовать данные моделирования. Летом большую роль играет частота выпадения твёрдых осадков, поскольку летние снегопады значительно влияют на изменение альбедо поверхности ледника. При решении задач, для которых важны осадки тёплого периода, стоит искать альтернативные методы, например восстановление полей осадков по другим метеорологическим полям.

Для оценки результатов даунскейлинга на ледниках использованы данные наблюдений в период МГД (Международного гидрологического десятилетия), опубликованные в [24, 25]. Для ледника Марух имеются данные прямых измерений осадков суммарными осадкомерами в зимний период и информация об аккумуляции. Для ледника Джанкуат доступны только данные об аккумуляции. Однако информация об аккумуляции не позволяет точно оценить качество воспроизведения осадков из-за влияния на перераспределение осадков различных факторов, например метелевого переноса или лавинного питания. По материалам исследования [25], аккумуляция в нижней зоне ледника Марух составляет около 1400 мм, а на высотах 2900 и 3100 м – ~2500 и ~3400 мм. Сумма же твёрдых осадков за период октябрь–апрель для всех высот составляет около 1500 мм (СКО – 197 мм). Таким образом, для ледника Марух сумма осадков по детализированным данным региональной климатической модели выше, чем по данным наблюдений (см. рис. 3, *в*). По леднику Джанкуат информация об осадках отсутствует. Согласно [24], аккумуляция в нижних зонах составляет ~1300 мм, на высотах 3000–3100 м – ~2100 мм, максимум характерен для верхних зон (3500–3600 м) – ~3300 мм. Для ледника Джанкуат, по данным региональной климатической модели, сумма осадков за период октябрь–апрель составляет ~1400 мм (см. рис. 3, *г*), но проводить сравнение сумм осадков и аккумуляции некорректно. Эти результаты получены с помощью метода обратных взвешенных расстояний. В зависимости от выбранного метода интерполяции данных моделирования на поверхность ледника различия в суммах осадков могут составлять более 50%. Такая неопределённость при оценке модельных результатов (редкая сеть наблюдений, погрешности при измерении твёрдых осадков) и в процессе регионализации данных на поверхность ледника (определение критической высоты, до которой продолжается рост осадков, выбор метода интерполяции) делает более предпочтительным использование при прогнозе эволюции оледенения не абсолютных значений модельных сумм осадков, а модельной разницы и наблюдённых полей аккумуляции.

Изменение основных характеристик по данным моделирования

Расчёт изменения регионального климата – реализация достаточно стандартной процедуры, которая заключается в сравнении характеристик модельного климата, рассчитанного по сценарию RCP 8.5 для периода 2071–2100 гг., с характеристиками модельного же климата контрольного периода (1971–2000 гг.). Это так называемый подход временных интервалов (time-slice). Для территории Черноморско-Каспийского региона он выполнен в исследовании [22]. Такой подход позволяет избежать влияния возможных систематических ошибок в модельных полях и исключить влияние на результаты анализа местных факторов, в случае, если бы такое сравнение проводилось с данными наблюдений.

Рассмотрим изменения, которые были спрогнозированы для территории Кавказа [22]. Среднегодовая приземная температуры воздуха в регионе увеличилась в среднем на 3,5 °С; более интенсивное потепление ожидается в летние месяцы (рис. 4) – до 6 °С. Количество осадков летом (рис. 5, *а*) практически на всей территории Кавказа уменьшится, причём это умень-

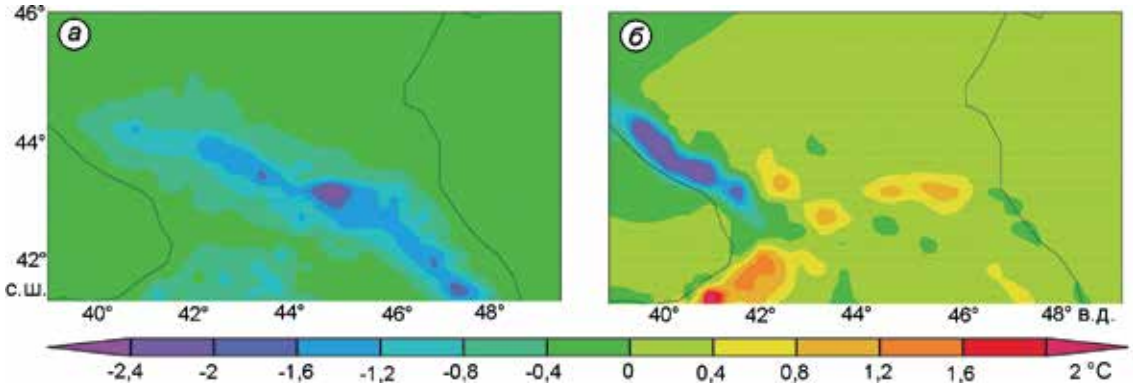

Рис. 4. Изменение температуры воздуха на высоте 2 м (°С) в модельном климате 2071–2100 гг. (сценарий RCP 8.5) по сравнению с контрольным периодом 1971–2000 гг. по результатам моделирования РКМ HadRM3P:
а – для лета; *б* – для зимы

Fig. 4. Difference between future climate (2071–2100, scenario RCP 8.5.) and modern climate (1971–2000) air temperature at 2 m by HadRM3P:
а – summer; *б* – winter

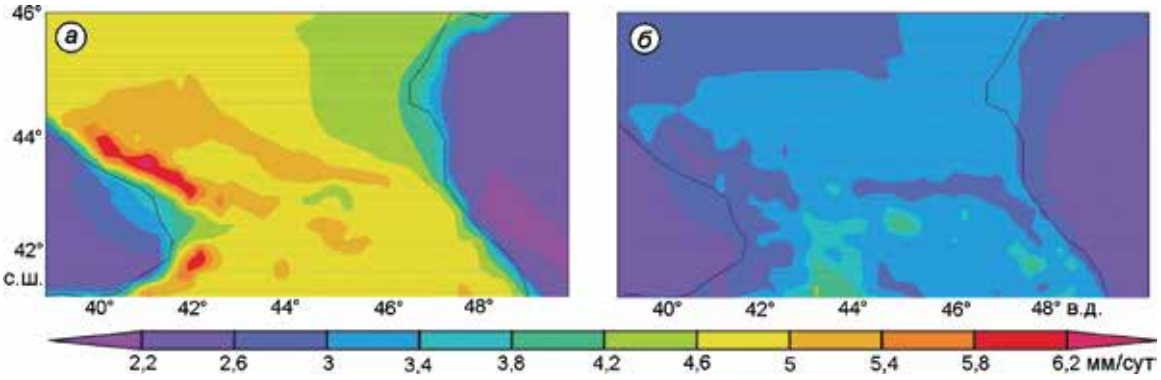

Рис. 5. Изменение количества осадков (мм/сутки) в будущем климате 2071–2100 гг. (сценарий RCP 8.5) по сравнению с контрольным периодом 1971–2000 гг. по результатам моделирования РКМ HadRM3P:
а – для лета; *б* – для зимы

Fig. 5. Difference between future climate (2071–2100, scenario RCP 8.5) and modern climate (1971–2000) precipitation (mm/day) by HadRM3P:
а – summer; *б* – winter

Таблица 4. **Модельные оценки изменений основных метеопараметров для ледников Марух (числитель) и Джанкуат (знаменатель) в 2071–2100 гг. по сравнению с современным климатом при реализации климатического сценария RCP 8.5**

Параметры	Месяц											
	I	II	II	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Температура*, °C	2,2 3,1	2,2 2,9	2,4 2,8	1,5 2,8	4,1 3,5	7,2 4,6	5,9 5,2	4,6 4,6	3,9 3,8	3,3 3,0	2,7 3,5	3,6 3,5
Осадки, мм	−65 −2	−23 6	−11 2	1 −38	−47 −21	−19 −85	−12 −40	−4 −9	−13 −11	−58 −6	41 −5	−46 1
Суммарная радиация, Вт/м^2	2,2 −0,3	1,4 0	1,8 0	4,3 1,2	17,1 18,3	26,8 21	15,0 15,8	−3,8 2,2	2,7 10,7	3,1 9,9	0,9 2	1,6 −0,5

*Данные годовые: для ледника Марух – 3,7 °C, для ледника Джанкуат – 3,4 °C.

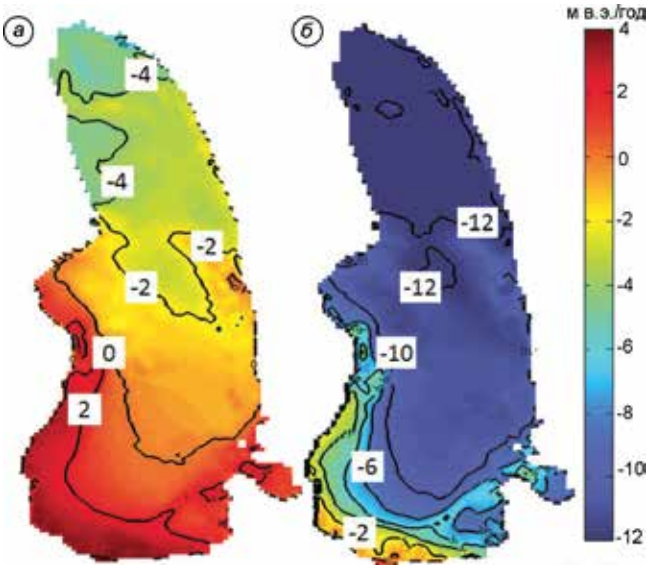

Рис. 6. Баланс массы ледника Марух, рассчитанный: *а* – для условий современного модельного климата (1971–2000 гг.); *б* – для климатического сценария RCP8.5 (2071–2100 гг.), м в.э./год

Fig. 6. Mass balance of the Marukh Glacier, calculated for:
а – modern model climate (1971–2000); *б* – future climate (2071–2100, scenario RCP 8.5.), m.w.e/year

шение превышает СКО. Почти во всём Черноморско-Каспийском регионе в зимний период изменения осадков статистически незначимы, однако на склонах юго-западной экспозиции (см. рис. 5, *б*) можно выделить значимую область уменьшения суммы осадков (в глобальной модели этот эффект отсутствовал). Такой региональный эффект связан с изменением ветровой циркуляции – в более тёплом климате в этой области начинают преобладать северные и северо-восточные потоки, несущие более холодный и сухой воздух. Доля же влажного и тёплого воздуха, приходящего с южными и юго-западными потоками, сокращается, что и приводит к уменьшению орографических осадков. Более подробно этот эффект и другие климатические изменения в регионе рассмотрены в работе [22].

В табл. 4 показано изменение температуры, осадков и суммарной радиации для ледников Марух (2900 м) и Джанкуат (3100 м). Как и в целом в регионе, более интенсивное потепление ожидается летом и составит около 5 °C. Годовая сумма осадков по сценарию RCP 8.5 в районе ледника Джанкуат уменьшится в основном за счёт осадков летнего периода, для ледника Марух некоторое снижение наблюдается в течение всего года, однако это – не более 10% годовой суммы. Масс-балансовые расчёты для ледника Марух показали, что подобные изменения приведут к тому, что высота снеговой линии окажется выше тела ледника (рис. 6). Такой климатический режим приведёт к постепенной деградации оледенения на данных высотах. Основной вклад в подобные изменения внесёт повышение температуры, поскольку именно оно повлияет на изменение соотношения площадей абляции и аккумуляции. Кроме того, рост температуры повлияет и на сезон абляции: в среднем он станет длиннее на месяц.

Заключение

Представлена возможная схема регионализации данных глобального климатического моделирования для расчёта баланса массы. Для прогноза климатических изменений максимально корректно использовать данные именно климатического моделирования и соотношения, полученные на их основе, так как статистические соотношения, рассчитанные по данным наблюдений для современного климата, не обя-

зательно будут такими же для «возмущённого» климата. Однако такие факторы, как не всегда корректное воспроизведение некоторых величин при моделировании и невозможность учесть микроклиматические эффекты при используемом разрешении региональной модели, при дальнейшей регионализации не позволяют полностью отказаться от использования соотношений, основанных на материалах наблюдений. В случае Кавказского региона возникает проблема недостаточного объёма наблюдений, в том числе и непосредственно на ледниках. В настоящей работе выбраны одни из наиболее обеспеченных данными наблюдений ледники, но и для них не удалось избежать ряда неопределённостей, например при установлении величины температурного градиента над поверхностью ледника. Использование метода «временных» интервалов и в конечном итоге не абсолютных значений, а разницы величин изменений в некоторой степени позволяет решить ряд проблем, связанных с систематическими ошибками моделирования и с недостатком прямых наблюдений.

Отметим, что и значения прямых расчётов поля баланса массы по данным регионального моделирования для современного климата соответствуют представленным в работе [33]. Таким образом, при прогнозе эволюции оледенения можно использовать как прямые расчёты баланса массы по данным моделирования, так и полученные разницы. Это косвенным образом также показывает удовлетворительное качество воспроизведения региональной климатической модели для современного климата и адекватность выбранных дальнейших схем даунскейлинга метеопараметров.

Расчёт баланса массы ледника Марух в соответствии с методикой гибридного даунскейлинга для сценария RCP 8.5 (одного из самых «экстремальных») показал, что значения годового баланса массы на всей площади ледника будут отрицательными (при заданной современной конфигурации). Основная причина подобных изменений – увеличение температуры, особенно в летние месяцы (до 7 °С). Предполагается, что выполненное исследование будет продолжено в следующих направлениях: 1) проведение совместных расчётов с моделью течения льда [17] для учёта изменения конфигурации ледника при масс-балансовых расчётах; 2) расчёт по другим климатическим сценариям и для других объектов; 3) тестирование различных методов регионализации данных.

Данная работа – начало исследований по прогнозу изменения оледенения Кавказа в XXI в. согласно различным климатическим сценариям.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 15-05-00567. Авторы благодарят Е.М. Володина (Институт вычислительной математики РАН, г. Москва), В.В. Ефимова (Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь) за предоставленные результаты математического моделирования климатических изменений.

Acknowledgements. This work was supported by RFBR grant 15-05-00567. The authors thank E.M. Volodin (Institute of Numerical Mathematic of the Russian Academy of Sciences, Moscow), V.V. Efimov (Marine Hydrophysical Institute of the Russian Academy of Sciences, Sevastopol) for providing the results of mathematical modeling of climate change.

Литература

1. *Котляков В.М, Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Попова В.В., Чернова Л.П., Муравьев А.Я., Рототаева О.В., Никитин С.А., Зверкова Н.М.* Современные изменения ледников горных районов России. М.: Тов-во научных изданий КМК, 2015. 288 с.
2. *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.
3. *Зарипов Р.Б.* Обзор современных методов повышения детализации метеорологических полей // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. 2010. № 1. С. 4–16.

References

1. *Kotlyakov V.M., Khromova T.Y., Nosenko G.A., Popova V.V., Chernova L.P., Muraviev A.Y., Rototaeva O.V., Nikitin S.A., Zverkova N.M.* Recent glacier changes in mountain region of Russia. Moscow: KMK Scientific Press, 2015. 288 p. [In Russian].
2. *Lur'e P.M., Panov V.D.* Changes of present-day glaciation on the northern slope of Great Caucasus in the 20th century and prediction of its degradation in the 21st century. *Meteorologiya i gidrologiya.* Meteorology and Hydrology. 2014, 4: 68–76. [In Russian].
3. *Zaripov R.B.* A review of modern methods for spacial detailing of meteorological fields. *Dinamika okruzhaushscey sredy i globalnye izmeneniya klimata.* En-

4. *Fiddes J., Gruber S.* TopoSCALE v.1.0: downscaling gridded climate data in complex terrain // Geosci. Model Dev. 2014. V. 7. P. 387–405.
5. *Hofer M., Marzeion B., Mölg T.* A statistical downscaling method for daily air temperature in data-sparse, glaciated mountain environments // Geosci. Model Dev. 2015.V. 8. P. 579–593.
6. *Кислов А.В., Розинкина И.А., Чернышев А.В.* Технология моделирования микроклиматических особенностей горной территории в рамках модели общей циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. 2006. № 10. С. 45–53.
7. *Fridley J.D.* Downscaling climate over complex terrain: High finescale (< 1000 m) spatial variation of near-ground temperatures in a montane forested landscape (Great Smoky Mountains) // Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 2009. V. 48. P. 1033–1049.
8. *Heikkila U., Sandvik A., Sorteberg A.* Dynamical downscaling of ERA-40 in complex terrain using the WRF regional climate model // Climate Dynamics. 2011. V. 37 (7–8). P. 1551–1564. doi:10.1007/s00382-010-0928-6.
9. *Maussion F., Scherer D., Mölg T., Collier E., Curio J., Finkelnburg R.* Precipitation seasonality and variability over the Tibetan Plateau as resolved by the High Asia reanalysis // Journ. of Climate. 2014. V. 27. P. 1910–1927.
10. *Deque M., Piedelievre J.P.* High resolution climate simulation over Europe // Climate Dynamics. 1995. V. 11. P. 321–339.
11. *Fox-Rabinovitz M.S., Lawrence L.T., Govindaraju R.C., Suarez M.J.* A variable-resolution stretched-grid general circulation model: regional climate simulation // Monthly Weather Review. 2001. V. 129. P. 453–469.
12. *Чавро А.И., Дементьев А.О., Степаненко В.М.* Динамико-статистическая модель тропосферы для территории Западной Сибири // Тр. Междунар. конф. по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды. 28 июня – 5 июля 2014 г. Томск, 2014. С. 81–83.
13. *Fuentes U., Heimann D.* An Improved Statistical-Dynamical Downscaling Scheme and its Application to the Alpine Precipitation Climatology // Theory and Applied Climatology. 2000. V. 65. P. 119–135.
14. *Machguth H., Paul F., Kotlarski S., Hoelzle M.* Calculating distributed glacier mass balance for the Swiss Alps from regional climate model output: a methodical description and interpretation of the results // Journ. of Geophys. Research. 2009. V. 114. D19106. doi:10.1029/2009JD011775.
15. *Collier E., Molg T., Maussion F., Scherer D., Mayer C., Bush A.B.G.* Interactive glacier–atmosphere climatic mass balance modeling // The Cryosphere. 2013. V. 7. P. 779–795.

vironmental Dynamics and global Climate Change. 2010, 1: 4–16. [In Russian].
4. *Fiddes J., Gruber S.* TopoSCALE v.1.0: downscaling gridded climate data in complex terrain. Geosci. Model Dev. 2014, 7: 387–405.
5. *Hofer M., Marzeion B., Mölg T.* A statistical downscaling method for daily air temperature in data-sparse, glaciated mountain environments. Geosci. Model Dev. 2015, 8: 579–593.
6. *Kislov A.V., Rozinkina I.A., Chernyshev A.V.* Technology of modeling micro-climatic characteristics of mountain area within the Atmospheric General Circulation Model. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2006, 10: 45–53. [In Russian].
7. *Fridley J.D.* Downscaling Climate over Complex Terrain: High Finescale (< 1000 m) Spatial Variation of Near-Ground Temperatures in a Montane Forested Landscape (Great Smoky Mountains). Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 2009, 48: 1033–1049.
8. *Heikkila U., Sandvik A., Sorteberg A.* Dynamical downscaling of ERA-40 in complex terrain using the WRF regional climate model. Climate Dynamics. 2011, 37 (7–8): 1551–1564. doi:10.1007/s00382-010-0928-6.
9. *Maussion F., Scherer D., Mölg T., Collier E., Curio J., Finkelnburg R.* Precipitation Seasonality and Variability over the Tibetan Plateau as Resolved by the High Asia Reanalysis. Journ. of Climate. 2014, 27: 1910–1927.
10. *Deque M., Piedelievre J.P.* High resolution climate simulation over Europe. Climate Dynamics. 1995, 11: 321–339.
11. *Fox-Rabinovitz M.S., Lawrence L.T., Govindaraju R.C., Suarez M.J.* A variable-resolution stretched-grid general circulation model: regional climate simulation. Monthly Weather Review. 2001, 129: 453–469.
12. *Chavro A.I., Dementiev A.O., Stepanenko V.M.* Dynamic-statistical model of the troposphere for Western Siberia. Proc. of the Intern. conf. on environmental measurements, modeling and information systems. 28 June – 5 July, 2014. Tomsk, 2014: 81–83. [In Russian].
13. *Fuentes U., Heimann D.* An Improved Statistical-Dynamical Downscaling Scheme and its Application to the Alpine Precipitation Climatology. Theory and Applied Climatology. 2000, 65: 119–135.
14. *Machguth H., Paul F., Kotlarski S., Hoelzle M.* Calculating distributed glacier mass balance for the Swiss Alps from regional climate model output: a methodical description and interpretation of the results. Journ. of Geophys. Research. 2009, 114: D19106. doi:10.1029/2009JD011775.
15. *Collier E., Molg T., Maussion F., Scherer D., Mayer C., Bush A.B.G.* Interactive glacier–atmosphere climatic mass balance modeling. The Cryosphere. 2013, 7: 779–795.

16. *Рыбак О.О., Рыбак Е.А., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Морозова П.А.* Калибровка математической модели динамики ледника Марух, Западный Кавказ // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 9–20. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-9-20.
17. *Zekollari H., Huybrechts P., Furst J.J., Rybak O., Eisen O.* Calibration of a higher-order 3-D ice flow model of the Morteratsch glacier complex, Engadin, Switzerland // Annals of Glaciology. 2013. V. 54. P. 343–351.
18. *Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В.* Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM4 // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 4. С. 379–400.
19. *Moss R.H., Edmonds J.A., Hibbard K.A., Manning M.R., Rose S.K., van Vuuren D.P., Carter T.R., Emori S., Kainuma M., Kram T., Meehl G.A., Mitchell J.F., Nakicenovic N., Riahi K., Smith S.J., Stouffer R.J., Thomson A.M., Weyant J.P., Wilbanks T.J.* The next generation of scenarios for climate change research and assessment // Nature. 2010. V. 463. P. 747–756.
20. *Володин Е.М., Лыкосов В.Н.* Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность – почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. 1. Описание и расчеты с использованием локальных данных наблюдений // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34. № 4. С. 453–465.
21. IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (AR5) / Eds.: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 1535 p.
22. *Ефимов В.В., Володин Е.М., Анисимов А.Е.* Моделирование изменений климата в Черноморском регионе в XXI столетии // Морской гидрофизич. журнал. 2015. № 2. С. 3–14.
23. *Jones R.G., Noguer M., Hassell D.C., Hudson D., Wilson S., Jenkins G., Mitchell J.* Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS / Exeter (UK): Met Office Hadley Centre, 2004. 40 p.
24. *Голубев Г.Н., Дюргеров М.Б., Маркин В.А., Берри Л.Б., Суханов Л.А., Золотарев Е.А., Данилина А.В., Арутюнов Ю.Г.* Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ). Водно-ледовый и тепловой баланс горноледниковых бассейнов. Л.: Гидрометеоиздат, 1978, 183 с.
25. *Кренке А.Н., Меншутин В.М., Волошина А.П., Панов В.Д., Бажев А.Б., Бажева В.Я., Балаева В.А., Виноградов О.Н., Воронина Л.С., Гарелик Л.С., Давидович Н.В., Дубинская Н.М., Ма-*

16. *Rybak O.O., Rybak E.A., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Morozova P.A.* Calibration of a mathematical model of Marukh Glacier, Western Caucasus. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2015, 2 (130): 9–20. [In Russian]. doi:10.15356/2076-6734-2015-2-9-20.
17. *Zekollari H., Huybrechts P., Furst J.J., Rybak O., Eisen O.* Calibration of a higher-order 3-D ice flow model of the Morteratsch glacier complex, Engadin, Switzerland. Annals of Glaciology. 2013, 54: 343–351.
18. *Volodin E.M., Dianskiy N.A., Gusev A.V.* Simulating present-day climate with the INMCM4.0 coupled model of the atmospheric and oceanic general circulations. *Izvestiya Ross. Akad. Nauk. Fizika atmosfery i okeana.* Proc. of the RAS. Physics of Atmosphere and Ocean. 2010, 46 (4): 379–400. [In Russian].
19. *Moss R.H., Edmonds J.A., Hibbard K.A., Manning M.R., Rose S.K., van Vuuren D.P., Carter T.R., Emori S., Kainuma M., Kram T., Meehl G.A., Mitchell J.F., Nakicenovic N., Riahi K., Smith S.J., Stouffer R.J., Thomson A.M., Weyant J.P., Wilbanks T.J.* The next generation of scenarios for climate change research and assessment. Nature. 2010, 463: 747–756.
20. *Volodin E.M., Lykosov V.N.* Parameterization of heat and moisture transfer in the soil-vegetation system for use in atmospheric general circulation models: 1. Formulation and simulations based on local observational data. *Izvestiya Ross. Akad. Nauk. Fizika atmosfery i okeana.* Proc. of the RAS. Physics of Atmosphere and Ocean. 1998, 34 (4): 453–465. [In Russian].
21. IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (AR5). Eds. T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 1535 p.
22. *Efimov V.V., Volodin E.M., Anisimov A.E.* Modeling of the Black Sea area climate changes in the XXI century. *Morskoy gidrophizicheskiy zhurnal.* Marine Hydrophysical Journal. 2015, 2: 3–14. [In Russian].
23. *Jones R.G., Noguer M., Hassell D.C., Hudson D., Wilson S., Jenkins G., Mitchell J.* Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS. Exeter (UK): Met Office Hadley Centre. 2004, 40 p.
24. *Golubev G.N., Djurgerov M.B., Markin V.A., Berry L.B., Sukhanov L.A., Zolotarev E.A., Danilina A.V., Arutunov Yu.G. Lednik Djankuat. Tcentralniiy Kavkaz.* Djankuat Glacier, Central Caucasus. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1978: 183 p. [In Russian].
25. *Krenke A.N., Menshutin V.M., Voloshina A.P., Panov V.D., Bazhev A.B., Bazheva V.J., Balaeva V.A., Vinogradov O.N., Voronin L.S., Garelik L.S., Davidovich N.V., Dubinskaya N.M., Macheret Yu.Ya., Moiseeva G.P., Psareva T.V., Tyulina T.Y., Freyndlin T.S., Khmelevskoy I.F., Chernova L.P., Shadrin O.V. Lednik Marukh. Zapadniiy Kavkaz.*

черет Ю.Я., Моисеева Г.П., Псарева Т.В., Тюлина Т.Ю., Фрейндлин Т.С., Хмелевской И.Ф., Чернова Л.П., Шадрина О.В. Ледник Марух (Западный Кавказ). Водно-ледовый и тепловой баланс горноледниковых бассейнов. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 254 с.

26. *Oerlemans J.* The Microclimate of Valley Glaciers / Igitur, Utrecht Publishing & Archiving Services, Universiteitsbibliotheek Utrecht. 2010.
27. *Carturan L., Cazorzi F., De Blasi1 F., Dalla Fontana G.* Air temperature variability over three glaciers in the Ortles–Cevedale (Italian Alps): effects of glacier fragmentation, comparison of calculation methods, and impacts on mass balance modeling // The Cryosphere. 2015. V. 9. P. 1129–1146.
28. *Dozier J., Frew J.* Rapid calculation of terrain parameters for radiation modeling from digital elevation data // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 1990. V. 28. P. 963–969.
29. *Oke T.R.* Boundary layer climates. 1987 (Print Edition).
30. *Miguel A., Bilbao J., Aguiar R., Kambezidis H., Negro E.* Diffuse solar radiation model evaluation in the north Mediterranean belt area // Sol Energy. 2001. V. 70. P. 143–153.
31. Электронный ресурс: http://meteo.ru/data.
32. *Волошина А.П.* Метеорология горных ледников // МГИ. 2002. Вып. 92. С. 3–148.
33. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Ред. В.М. Котляков. М.: изд. Российской академии наук, 1997. 392 с.
34. *Богданова Э.Г.* Анализ точности определения ветровой поправки к результатам измерения твердых осадков // Тр. ГГО. 1971. Вып. 260. С. 24–34.
35. *Швер Ц.А.* Исследование результатов наблюдений по дождемеру и осадкомеру. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. 170 с.
36. *Погорелов А.В.* Снежный покров Большого Кавказа: Опыт пространственно-временного анализа. М.: ИКЦ «Академкнига», 2002. 287 с.
37. *Алексеева А.А.* Подходы к решению проблемы прогнозирования сильных летних осадков // Тр. Гидрометцентра России. 2014. Вып. 351. С. 64–84.
38. *Richard E., Cosma S., Benoit R., Binder P., Buzzi A., Kaufmann P.* Intercomparison of mesoscale meteorological models for precipitation forecasting // Hydrol. and Earth System Science. 2003. V. 7. № 6. P. 799–811.
39. *Ефимов В.В., Белокопытов В.Н., Анисимов А.Е.* Оценка составляющих водного баланса Черного моря // Метеорология и гидрология. 2012. № 12. С. 69–76.

Marukh Glacier, Western Caucasus. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1988. 254 p. [In Russian].

26. *Oerlemans J.* The Microclimate of Valley Glaciers / Igitur, Utrecht Publishing & Archiving Services, Universiteitsbibliotheek Utrecht. 2010.
27. *Carturan L., Cazorzi F., De Blasi1 F., Dalla Fontana G.* Air temperature variability over three glaciers in the Ortles–Cevedale (Italian Alps): effects of glacier fragmentation, comparison of calculation methods, and impacts on mass balance modeling. The Cryosphere. 2015, 9: 1129–1146.
28. *Dozier J., Frew J.* Rapid calculation of terrain parameters for radiation modeling from digital elevation data. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 1990, 28: 963–969.
29. *Oke T.R.* Boundary layer climates. 1987. (Print Edition).
30. *Miguel A., Bilbao J., Aguiar R., Kambezidis H., Negro E.* Diffuse solar radiation model evaluation in the north Mediterranean belt area. Sol Energy. 2001, 70: 143–153.
31. Internet source: http://meteo.ru/data.
32. *Voloshina A.P.* The meteorology of mountain glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2002, 92: 3–148. [In Russian].
33. *Atlas snezhno-ledovykh resursov mira*. World Atlas of Snow and Ice Resources. Ed. by. V.M. Kotlyakov. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997. 392 p. [In Russian].
34. *Bogdanova E.G.* A study of the wind-induced error of precipitation measurement. *Trudy GGO*. Proc. of the Voeikov Main Geophysical Observatory. 1971, 260: 24–34. [In Russian].
35. *Shver Ts.A. Issledovanie rezultatov nabludeniy po dozhdemeru i osadkomeru*. Studying the results of the rain gauge and precipitation gauge observations. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1965. 170 p. [InRussian].
36. *Pogorelov A.V. Snezhnyi pokrov Bol'shogo Kavkaza: opyt prostranstvenno-vremennogo analiza*. Snow cover in the Great Caucasus: experience of spatial-time analysis. Moscow: Akademkniga, 2002: 287 p. [In Russian].
37. *Alekseeva A.A.* Approaches to the problem of forecasting of strong summer rainfall. *Trudy Hydromettcentra Rossii*. Proc. of the Hydrometcentre of Russia. 2014, 351: 64–84. [In Russian].
38. *Richard E., Cosma S., Benoit R., Binder P., Buzzi A., Kaufmann P.* Intercomparison of mesoscale meteorological models for precipitation forecasting. Hydrol. and Earth System Science. 2003, 7 (6): 799–811.
39. *Efimov V.V., Belokopytov V.N., Anisimov A.E.* Estimation of water balance components in the Black Sea. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2012, 12: 69–76. [In Russian].