

О влиянии поверхностной морены на состояние ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) к 2025 г.

© 2018 г. А.А. Резепкин, В.В. Поповнин

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

rezepkin@gmail.com

Influence of the surface moraine on the state of Djankuat Glacier (Central Caucasus) by 2025

A.A. Rezepkin, V.V. Popovnin

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

rezepkin@gmail.com

Received November 15, 2017

Accepted March 26, 2018

Keywords: *ablation, Central Caucasus, debris cover, deglaciation, forecast, glacier, heat balance, mass balance, rockfall.*

Summary

Current glaciation of the Central Caucasus is in the regressive stage of evolution. Observed long rising of the air temperature in the ablation seasons (almost 1 °C since 1968 on the Djankuat Glacier) together with insignificant growth of winter precipitation caused a long period of the glacier degradation: since 1871 the mass balance of the glacier, with rare exceptions, remained negative. During this time, the glacier has lost about 60 m w.e. mainly by areas of the smallest ice thickness, i.e. the steep slopes of the rocky framing of the firn basin which become exposing from ice due to conditions of extreme instability. In parallel with the processes of freezing and thawing in cracks, this leads to a significant increase in the frequency of rockfalls. In 2001–2003, huge rockfalls occurred on the glacier from the slopes, which had recently undergone deglaciation. The last one covered 4% of the glacier surface with about 70 000 m³ of clastic products. The marine cover differs significantly from the open ice surface in its thermal characteristics, which affect the structure of the thermal balance and the absolute values of ablation. The temperature inside the moraine is positive throughout the ablation season, even at a depth of 60 cm, but the absolute values of daily maximum melting are five times lower than those on open ice. The influence of the moraine material layer on the ablation is determined not only by its thickness, but also by the structure. The field experiment conducted in 2011 demonstrated that melting under a layer of coarse-grained material (particle diameter 16–17 cm) is four times faster than under a layer of fine-grained (7–8 cm) material equal in thickness. The study of the influence of the surface moraine and the account of its further growth in thickness and area made it possible to predict changes in the surface of the glacier by 2025. The climatic forecast was made using the HadCM3 model (A2 climate change scenario). Data on air temperature and precipitation were used to construct a predictive field of the mass balance of the Djankuat Glacier for each year until 2025. This became possible by the use of a quantitative parameterized relationship between the mass balance of the entire glacier and each of its points, identified in the study of the total mass transfer of the glacier, as well as parameterized linear regression equations. The forecast of hypsometry of the Djankuat Glacier made it possible to determine that by 2025 the depression of the tongue areas covered by the moraine will be 7–15 m (or 42–45%) smaller than areas of the open ice. This means that at the present stage of the glaciation development the surface moraine plays a role in the evolution of the glacier, commensurable with the climate factor.

Citation: Rezepkin A.A., Popovnin V.V. Influence of the surface moraine on the state of Djankuat Glacier (Central Caucasus) by 2025. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2018. 58 (3): 307–321. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-307-321.

Поступила 15 ноября 2017 г.

Принята к печати 26 февраля 2018 г.

Ключевые слова: *абляция, баланс массы, дегляциация, камнепад, ледник, поверхностная морена, прогноз, тепловой баланс, Центральный Кавказ.*

Преобладание отрицательных значений баланса массы ледника Джанкуат за минувшие полтора столетия привело к значительному накоплению моренного материала на его поверхности. Поверхностная морена искажает структуру теплового баланса и влияет на изменение баланса массы ледника. В настоящее время поверхностная морена перекрывает 13% площади ледника и на 93% этой площади оказывает бронирующее воздействие. На основании климатической модели HadCM3 установлено, что к 2025 г. забронированные мореной участки языка будут понижаться на 7–15 м (или на 42–45%) медленнее, чем участки открытого льда. Ныне поверхностная морена играет в эволюции ледника роль, соизмеримую с климатическим фактором.

В условиях уже давно продолжающейся дегляциации Центрального Кавказа, сопровождающейся высвобождением из-под льда неустойчивого скального обрамления, возрастает поступление на поверхность ледника обломочного материала. Поверхностная морена отличается от чистой ледяной поверхности своими теплофизическими характеристиками, формирует участки с особой структурой теплового баланса и особым ходом таяния погребённого льда. Учитывая постоянный рост толщины и площади моренного чехла на языках горных ледников, можно утверждать, что поверхностная морена постепенно перестаёт быть пассивным участником внешнего массообмена ледниковой системы. Чехол морены начинает влиять на эволюцию ледника, и это влияние со временем усиливается: дальнейшее разрастание морены ослабляет, а не усугубляет деградацию ледника.

Постановка проблемы

Отступление ледников влияет на стабильность скального обрамления двумя путями. Во-первых, при дегляциации обнажаются скальные склоны долины, переработанные ледником таким образом, что угол их наклона оказывается гораздо более крутым, чем до оледенения. Подобная переработка склонов ведёт к увеличению скальвающих напряжений внутри склона [1, 2]. Под действием силы тяжести каменный материал обрушивается к подножию склонов. Во-вторых, под массой льда в подстилающем скальном основании появляются деформации сжатия, которые при дегляциации начинают компенсироваться релаксационными деформациями [3]. Для завершения этого процесса может потребоваться долгий период времени — до нескольких тысяч лет [4].

Снятие напряжения со скальных пород выражается в образовании сети трещин, что сопровождается потерей сцепления по граням трещин и соответственно уменьшением устойчивости склона. Это может привести либо к немедленному, либо к отложенному перераспределению каменного материала, выражающемуся в камнепадах. Во втором случае срок между освобождением скал ото льда и моментом срыва камней будет определяться временем гашения

остаточных напряжений в скальной массе [5]. Кроме того, в рассматриваемой сети трещин дополнительными агентами дестабилизации могут выступать и циклический процесс замерзания—оттаивания, который в летний период может происходить ежедневно, и химическое выветривание (в большей степени это касается карбонатных пород). Наконец, в сейсмически активных регионах, к которым относятся многие горные области, включая Приэльбрусье, обрушение ослабленных описанными процессами скальных массивов может спровоцировать даже небольшие толчки.

Время реакции склона на дегляциацию оценивали Д. Круден и С. Ху [6], которые предположили, что распределение камнепадов во времени может быть описано моделью усталости. Согласно их расчётам, общая вероятность обвала экспоненциально уменьшается с течением времени t , прошедшим после дегляциации, параллельно с процессом снижения числа потенциальных мест образования обвала. Модель выражается следующим уравнением:

$$S_t = S_a e^{-\lambda t},$$

где S_t и S_a — количество литогенного материала на моменты времени t и $t = 0$ соответственно; λ — темп расхода доступного каменного материала внутри одного года, выражаемый как вероятность камнепада внутри заданного интервала времени.

Данная модель представляет собой полезный инструмент обоснования уменьшающейся частоты камнепадов с течением времени, прошедшем со времени дегляциации, но её трудно проверить на практике и откалибровать. Идеальный метод калибровки — датирование отложений камнепадов в каком-либо детально изученном регионе. Но, к сожалению, данных такого рода сегодня нет. Попытка определения временного распределения камнепадов в постгляциальный период была предпринята У. Уолли с коллегами в Исландии [7], но она основывалась на субъективной классификации возраста каменных обвалов и не может быть использована в качестве достоверной проверки рассматриваемой модели. Тем не менее ряд исследователей в своих полевых изысканиях подтверждает достоверность данной модели. Многие авторы отмечают существование конусов выноса каменного материала у подножия склонов, обнажившихся из-под ледниковой оболоч-

ки в позднем плейстоцене—голоцене, делая акцент на том, что темпы накопления обломочного материала в рассматриваемых конусах выноса в настоящее время несоизмеримо ниже, чем непосредственно после отступления ледника [8–11].

На основе лихенометрических измерений, проведённых для определения темпов аккумуляции обломочного материала у подножия склонов в Канадских Скалистых горах, Б. Лукман и К. Фиске [12, 13] установили, что прирост каменной массы за последние годы составил приблизительно 0,03 м. Порядок этой величины слишком невелик, чтобы образовать весь тот объём каменного материала, который был на их исследовательском полигоне, поэтому С. Хинчлифф и К. Бэллантайн [14] предположили, что основная фаза накопления обломочного материала пришлась на период парагляциальной модификации склона. На основе исследований на о. Скай (Шотландия) они также пришли к выводу, что основная часть обломочного материала на конусах выноса накопилась непосредственно после отступления ледника.

Ещё в начале прошлого столетия было замечено, что основную часть срединных морен и моренных плащей кавказских ледников составляют обломки, поступающие со скальных участков в обрамлении ледника, что использовалось для изучения геологического строения этих труднодоступных областей [15]. Последующие исследования в горных системах на ледниках, существующих в широком спектре климатических условий (например, на Северном Кавказе [16, 17], Тянь-Шане [18], Шпицбергене [19–21]), подтвердили теорию о том, что основную роль в разрастании поверхностных морен играют обвальное-осыпные процессы со скального обрамления ледника, а не вытаивание донных морен, взброшенных на поверхность по плоскостям скальвания.

В связи с этим следует отметить череду обвалов, произошедших в области питания ледника Джанкуат в 2001–2003 гг. с северных склонов отрезка Главного Кавказского хребта между пер. Джантуган и горой Гумачи, которые сравнительно недавно вытаяли из-под тонкой ледяной оболочки и сейчас подвергаются наиболее интенсивной перигляциальной переработке. Летом 2001 г. фрагменты развалившегося скального зуба на гребне, служившего ещё со времен Меж-

дународного геофизического десятилетия контрольным пунктом местной геодезической сети под названием «Голова лошади», достигли нижнего цирка, преодолев расстояние более 850 м при перепаде высот около 500 м. Диаметр самого большого обломка, достигшего основания нижнего цирка, превышал 8 м. На следующий год обвалилась другая часть «Головы лошади». Дальность выброса была приблизительно такой, как и год назад. В итоге рядом с отложениями 2001 г. появился новый узкий коллювиальный конус выноса, а слившиеся массы камней у подножия субвертикальной стены скал Аристова образовали сплошной каменный шлейф.

Все эти процессы померкли перед обвалами 2003 г. с пика Деберля. Ещё во время весенней снегосъёмки были замечены россыпи камней в фирновом бассейне, показывающие, что активная камнепадная деятельность началась здесь в разгар зимы. В июне произошло три небывало мощных обвала, последний из которых, особенно крупный, происшедший в ночь на 1 июля, был слышен в долине Адыл-су за несколько километров от эпицентра событий. Пик Деберля — довольно крупная гора в цепи Главного Кавказского хребта — оказался почти полностью разрушенным, а искажения привычного очертания линии горизонта стали издали видны невооружённым глазом. Грубообломочные отложения обвалов покрыли обширные площади в области питания ледника в диапазоне высот 3200–3600 м, а достигшие самых низких поясов потоки коллювия преодолели фирновую линию. Под завалами камней оказалось примерно 4% площади ледника Джанкуат. Ориентировочно масса поступившего литогенного материала составила 70 тыс. м³. Такая толща литогенной брони существенно сократила приход энергии к поверхности области питания, и в настоящее время это сказывается в ускорении нарастания слоя морены на языке [22].

Основываясь на реконструкции баланса массы ледника Джанкуат с 1871 г., построенной М.Б. Дюргеровым и В.В. Поповниным [23], можно утверждать, что ледник на протяжении минувших почти полутора столетий интенсивно деградировал: судя по кумуляте баланса массы, за этот срок он потерял около 60 м в.э., т.е. в ближайшее время следует ожидать, как минимум, сохранения темпов поступления каменно-

го материала на ледник, а при интенсификации текущих климатических изменений – и дальнейшего усиления интенсивности камнепадов. Инструментальные наблюдения за поверхностной мореной, проводившиеся на леднике Джанкуат с 1983 г., показывают, что до 2010 г. объём поверхностной морены увеличился на 141% (с 70,3 до 169,5 тыс. м³), причём наиболее интенсивный рост отмечен именно в последние 15 лет [24]. В то время как дегляциация, обусловленная климатическими изменениями, действительно приводит к усилению обвальнo-осыпной деятельности и накоплению более значительного по мощности слоя моренного материала на поверхности ледников, при увеличении толщины и площади моренного покрова на первое место выйдут его теплофизические свойства, влияющие на усиление или ослабление абляции забронированного моренным чехлом льда, вплоть до полной блокировки климатического сигнала. И хотя климатические изменения представляют собой первопричину эволюционных изменений горного ледника, уже в ближайшее время баланс массы, пространственное и гипсометрическое положение ледника Джанкуат будет определяться не только изменениями климата и внутренним массообменом, но не в последнюю очередь и эволюцией моренного чехла.

Методика исследований

Поверхностная морена – особая часть ледника. Поверхность, забронированная чехлом обломочного материала, отличается от чистой ледяной поверхности рядом свойств. Определяющими являются разница в структуре и величинах компонентов теплового баланса, а следовательно, в интенсивности таяния чистого и покрытого мореной льда. В итоге эта разница отражается и на балансе массы ледника в целом.

Суточный ход компонентов теплового баланса заморененной поверхности, установленный по результатам функционирования с 2008 г. автоматической метеостанции, находящейся на гребне срединной морены, в верхней части языка, на высоте 3000 м, имеет те же закономерности, что и ход теплoбалансовых величин на не забронированной моренным чехлом поверхности. Вместе с тем имеются и различия.

Абсолютные значения и, следовательно, суточная амплитуда потока явного тепла на заморененной поверхности более чем вдвое выше. Это объясняется различием теплоёмкостей льда и слагающего морену материала. Поток явного тепла также имеет обратную зависимость от удельной влажности поверхности. Кроме того, на него влияет и суточная амплитуда температуры, которая выше над поверхностью морены. Минимум теплопотока, отвечающий наибольшему прогреву моренной толщи к 18 часам, на морене запаздывает по отношению к чистому льду на 3–4 часа. Поток скрытого теплообмена на ледяной и моренной поверхностях примерно одинаков по абсолютным значениям, но различается по знаку: на поверхности морены происходит конденсация водяного пара (положительные абсолютные значения теплового потока), а на ледяной поверхности идёт испарение (отрицательные значения). Баланс длинноволновой радиации на моренной поверхности по абсолютным значениям больше. Максимальное влияние на абляцию оказывает радиационный баланс поверхности ледника, поэтому таким параметром, как скрытый теплообмен, ввиду его малых абсолютных значений можно пренебречь.

Тепловые и радиационные изменения на поверхности морены с некоторым запозданием отражаются на изменении подморенного таяния, где большое значение имеют толщина и теплопроводность морены. Для ледника Джанкуат установлено, что наибольшая интенсивность таяния погребённого льда достигается при толщине морены 2–3 см, составляя 130–140% интенсивности таяния чистого льда. Усиливающий таяние эффект сохраняется до достижения моренным материалом толщины 6–7 см. А.Н. Божинским и др. [25] установлено, что для условий Центрального Кавказа суточные колебания температуры затухают в слое морены толщиной 0,16 м, сезонные – в слое толщиной 1,64 м, а годовые – в слое 3,1 м. Если морена состоит из крупнообломочного материала, то данные цифры могут быть увеличены приблизительно на 20–25%. Практически, слой морены толщиной несколько метров может полностью изолировать нижележащий лёд от тепловых воздействий.

С целью геотермического мониторинга в толще морены рядом с метеостанцией с 2008 г. функционирует ряд автоматических регистра-

торов температуры TinyTag, установленных на разных глубинах для отображения эпюры температур в морене. Выяснилось, что положительные и отрицательные пики температур на глубине 60 см запаздывают на 2–3 часа по отношению к пикам, зафиксированным датчиком на глубине 5 см. Весь период абляции температура в толще морены даже на глубине 60 см, в непосредственной близости от кровли подстилающего льда, была положительной, что даёт основание предполагать непрекращающуюся абляцию погребённого льда.

С 2008 г. абляция погребённого льда ежедневно измерялась ультразвуковым самописцем Sonic Ranger, размещённым над поверхностной мореной в непосредственной близости от комплекса метеостанции Campbell Scientific и самописцев TinyTag. Аблятографы фиксировали явный экранящий эффект моренного покрова. Интенсивность абляции чистого льда на пике суточного хода (4–5 мм в.э./ч в 12–13 часов) в пять раз превышает темпы таяния погребённого льда на опорной площадке с толщиной морены 60 см. Отличия абсолютных значений таяния погребённого и чистого льда связаны с бронирующей ролью моренного покрова, подтверждённой также советскими и зарубежными исследователями [26–28 и др.]. При этом интенсивность таяния погребённого льда определяется не только теплофизическими, но и гранулометрическими свойствами моренного материала. Полевой эксперимент, проведённый авторами в 2011–2012 гг., позволил установить, что при толщине моренного материала 14 см абляция льда, погребённого под слоем крупнообломочного материала (размер частиц 16–17 см), идёт в четыре раза интенсивнее, чем под слоем мелкообломочного (размер частиц 7–8 см).

Многолетние прямые наблюдения дали возможность определить, в какой степени абляция погребённого под чехлом поверхностной морены льда количественно отличается от абляции чистого льда, а также от чего она зависит и каково её внутрисуточное распределение. Появилась возможность откорректировать поля баланса массы на заморенных участках ледника с учётом теплофизических свойств и современной толщины поверхностной морены. В 2010 г. на основании измерений в 189 точках [24] была составлена карта толщины поверхностной морены;

принимались во внимание и темпы увеличения мощности морены.

Детальное изучение влияния поверхностной морены на абляцию позволило экстраполировать это влияние на будущее. Для моделирования развития климатической ситуации на леднике Джанкуат использована модель HadCM3, основанная на климатическом сценарии A2 [29]. Это – совмещённая атмосферно-океаническая модель глобальной циркуляции (AOGCM), разработанная Метеорологическим Офисом Хэдли (Великобритания) и принятая как одна из основных в Третьем докладе IPCC в 2001 г. За выбором модели последовал этап обработки данных. Сведения о температуре воздуха, полученные с помощью этой модели, были верифицированы инструментально измеренными температурами на метеостанции Терскол, расположенной в 17 км от ледника Джанкуат [30], и показали при проверке великолепную сходимость ($r = 0,9$).

Даунскейлинг представляет собой непростою задачу, которая требует для её решения использование специального программного обеспечения, например, статистического пакета SDSM 4.2. Но он послужил лишь первым этапом климатического прогнозирования. Смоделированные температуры были приведены к высоте джанкуатского стационара, а затем – через высотный градиент $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и с учётом температурного скачка $\Delta t_{\text{л}} = -1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ – к высотной отметке опорной точки на языке ледника. С помощью той же климатической модели были смоделированы и осадки. В итоге при использовании наиболее вероятного сценария изменения климата, разработанного межправительственной группой экспертов и заложенного в основу общепризнанной климатической модели, был сделан прогноз изменения климата в бассейне ледника Джанкуат на каждый месяц каждого года на период до 2025 г. Определённую верификацию модельных данных можно усматривать в том, что алгоритм прогнозирования, применённый в ретроспективном ключе к уже измеренным метеоэлементам, демонстрирует хорошее соответствие модельных и фактических значений: при коэффициентах корреляции 0,71 для температур и 0,68 для осадков средние квадратические отклонения составляют $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и 8 мм за 15 сезонов абляции и аккумуля-

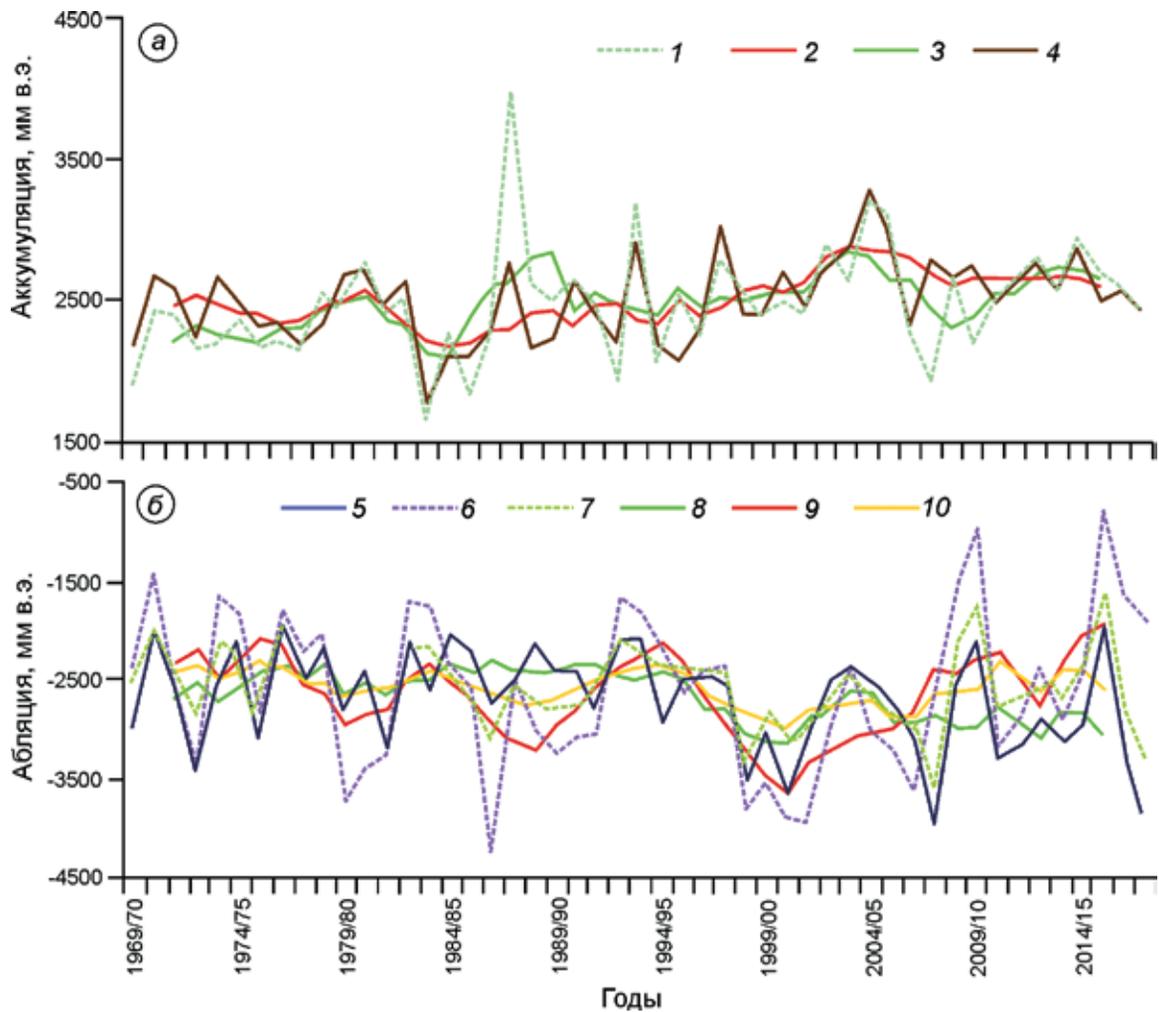


Рис. 1. Совмещённый ход аккумуляции (а) и абляции (б) ледника Джанкуат, измеренных (1, 3 и 5, 8), а также рассчитанных по уравнениям линейной регрессии (2, 4 и 7, 10) и формуле Дюргерова–Поповнина (6, 9) за период 1968/69–2015/16 гг.: годовые (1, 2, 5–7) и скользящие сглаженные по пятилеткам (3, 4, 8–10) значения
Fig. 1. Accumulation (а) and ablation (б) of the Djankuat Glacier – directly measured (1, 3 and 5, 8) and calculated using linear regression equation (2, 4 and 7, 10) and Dyurgerov–Popovnin formula (6, 9) for 1968/69–2015/16; annual (1, 2, 5–7) and 5-term smoothed (3, 4, 8–10) values

муляции на стыке XX и XXI вв. соответственно. В этом случае расчётную схему можно признать приемлемой, а прогностические величины температур и осадков – достоверными и пригодными для дальнейших построений.

На основании составленного климатического прогноза появляется возможность прогнозирования величин аккумуляции, абляции, баланса массы и объёма жидкого стока с ледника до 2025 г. Аргументом для расчёта аккумуляции выбрана сумма зимних осадков с сентября по май, а для расчёта абляции – средняя летняя температура t_s с июня по август. Аккумуляция аппроксимировалась линейно (рис. 1, а); коэффициент

линейной корреляции составил 0,74. Процедура вычислений абляции A могла базироваться на двух методах: или с помощью формулы Кренке–Ходакова, модифицированной ранее М.Б. Дюргеровым и В.В. Поповниным [23] специально для ледника Джанкуат: $A = (1,7t_s + 3,78)^3 + 410$, где абляция выражена в миллиметрах слоя воды, или с помощью выведенного уравнения линейной регрессии. Для выбора оптимального метода выполнена верификация обоих за период с измеренными напрямую значениями абляции – с 1968/69 по 2006/07 г. В первом случае коэффициент корреляции между измеренной и рассчитанной абляцией составил 0,73, во втором – 0,72

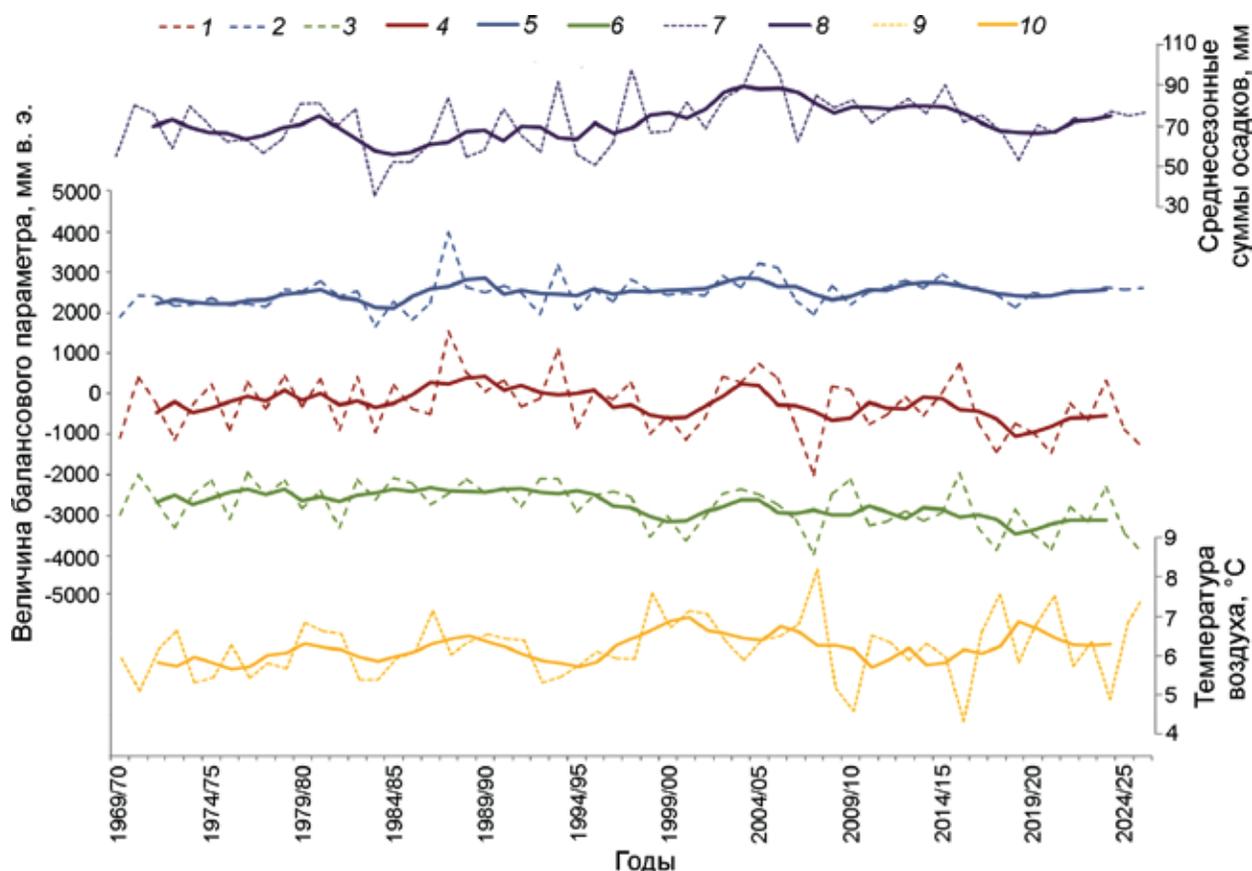


Рис. 2. Совмещённый ход аккумуляции (2, 5), абляции (3, 6) и баланса массы (1, 4) ледника Джанкуат, а также ведущих метеодетерминантов – суммы зимних осадков (7, 8) и среднелетней температуры воздуха (9, 10) за период 1968/69–2024/25 гг.: годовые (1–3, 7, 9) и скользящие сглаженные по пятилеткам (4–6, 8, 10) значения
Fig. 2. Accumulation (2, 5), ablation (3, 6), mass balance (1, 4) of the Djankuat Glacier as well as their meteorological determinants – sum of winter precipitation (7, 8) and mean summer air temperature (9, 10) for 1968/69–2024/25: annual (1–3, 7, 9) and 5-term smoothed (4–6, 8, 10) values

(см. рис. 1, б). Однако, несмотря на это и из-за того, что расчёт по второму методу, т.е. с помощью выведенного уравнения линейной регрессии, обнаруживает лучшее соответствие не только с фазами колебаний, но и с абсолютными значениями фактически измеренных величин, что со всей наглядностью следует из графика рис. 1, б, для прогноза абляции был использован именно этот метод.

Результаты исследования и их обсуждение

Ожидаемый по итогам моделирования ход суммы зимних осадков (рис. 2) показывает слабовыраженную тенденцию к росту. Согласно расчётам, увеличение фоновой снежности к 2025 г. по сравнению с периодом инструмен-

тального мониторинга на леднике Джанкуат составляет 7%. Прогностические значения летней температуры воздуха (см. рис. 2) указывают на тренд к потеплению на высоте границы питания ледника Джанкуат приблизительно на 1 °C чуть более чем за 50 лет – с 1968 по 2025 г. Отметим, что по прогнозу ход средних температур воздуха за сезон абляции гармонично продолжает многолетнюю тенденцию последних десятилетий, не обнаруживая особо сильных девиаций от фактически наблюдаемых величин. За период прогнозирования наблюдаются лишь два относительно небольших максимума в сезоны абляции – 2016/17 и 2019/20 гг. (8,1 и 8,0 °C соответственно), но оба они уступают измеренной средней температуре 2006/07 г., которая составляет рекордные 8,9 °C, что в настоящее время представляет собой абсолютный максимум.

Экстраполируя на ближайшее будущее установленные на текущем этапе корреляции параметров внешнего массообмена ледника с соответствующими метеопредикторами, выводим прогнозируемый на период до 2024/25 г. ход годовых значений абляции, аккумуляции и баланса массы ледника Джанкуат (см. рис. 2). Прогностический отрезок сравнительно плавно продолжил серию инструментально измеренных за период мониторинга параметров, чего и следовало ожидать, так как никаких кардинальных изменений при линейном развитии климатической ситуации и закономерном увеличении моренонакопления (т.е. при отсутствии каких-либо новых катастрофических событий) произойти и не должно. Величины аккумуляции останутся на прежнем уровне, а тенденция к росту значений абляции, наметившаяся в начале 1990-х годов, сохранит свою выраженность. Следовательно, по окончании первой четверти XXI в. следует ожидать некоторого смещения фоновых величин баланса массы в сторону ещё более отрицательных значений из-за небольшого, по сравнению с сегодняшним днём (и статистически отнюдь не драматического), увеличения летних температур воздуха и практического отсутствия роста количества зимних осадков.

Относительно короткий срок предпринятого прогнозирования балансовых характеристик ледника обусловлен устойчивостью свойств подобия полей аккумуляции, абляции и баланса массы на этом леднике. Поле баланса массы сочетает в себе закономерности, выявленные отдельно для двух его составляющих, но имеет ряд особенностей. Если изменчивость одних участков полей определяется преимущественно изменчивостью аккумуляции, то на других возрастает роль абляции. Возможен вариант, когда процессы аккумуляции и абляции взаимно компенсируют друг друга. В каждой точке изменчивость поля баланса массы определяют различные комбинации значений аккумуляции и абляции. Устойчивость поля снегонакопления горного ледника напрямую зависит от устойчивости поля его поверхностного рельефа. Поскольку рельеф поверхности ледника относительно стабилен, поля аккумуляции ледника в разные по снежности годы должны отличаться подобием [31]. В то же время нелишне иметь в виду, что связи между полями аккумуляции и

морфологией ледника далеко не всегда можно считать устойчивыми [32].

Анализ полей аккумуляции репрезентативного ледника позволил установить характерные для них черты подобия, среди которых – плавное возрастание фоновых значений снегонакопления с высотой и выдержанная во времени приуроченность локальных максимумов к подножиям горы Уя-тау и скал Аристова, к верхнему и нижнему циркам и к Джантуганскому плато. Велико и влияние рельефа: повышенная аккумуляция характерна для отрицательных форм рельефа, а заниженная, вплоть до нулевой, отмечается на гребнях (в частности, форм моренного мезорельефа), бровках ледопадов и других выпуклостях; пониженные значения аккумуляции установлены также на склонах с большой крутизной и на фирново-ледяной облицовке бассейна. Крайняя неоднородность структуры поля аккумуляции из года в год наблюдается на языке и на участках, покрытых чехлом поверхностной морены.

Гипотеза подобия предполагает, что водозпас сезонного снега E в каждой точке a в любой год i функционально связан со среднеледниковой аккумуляцией в этот год [31]: $E_{ai} = f_a(E_i)$. Вид этой функции остаётся неизменным в течение определённого периода, на который распространяется данная гипотеза. Исследование устойчивости и подобия полей аккумуляции ледника Джанкуат проводилось неоднократно [31, 33, 34]. Во всех работах степень подобия полей оценивалась методом корреляционного анализа, который даёт возможность выявлять межгодовую взаимоувязанность полей и определять связь полей за отдельные годы со средним многолетним шаблоном. Коэффициент корреляции, связывающий годовые значения в точках поля аккумуляции с их среднемноголетней величиной, оказался равным $r = 0,83$ [34]. При этом связь полей аккумуляции за отдельные годы между собой оказалась существенно слабее их связи со средним многолетним полем ($r = 0,65$). Кроме того, В.Г. Пастуховым [33] отмечено, что структура поля аккумуляции практически не меняется и остаётся устойчивой только в пределах 10–15-летнего интервала времени, после чего свойства подобия могут резко ослабляться.

Анализ полей абляции ледника Джанкуат по аналогии с полями аккумуляции позволил установить свойственные только им черты подобия.

В отличие от полей аккумуляции, они имеют более ярко выраженную высотную зональность, т.е. уменьшение значений абляции с высотой. При этом наибольшая вариация значений наблюдается на языке ледника, где к определяющим факторам для распределения абляции относятся гляциоморфологические особенности рельефа поверхности, связанные с развитием моренного покрова. За время прямого мониторинга ледника Джанкуат происходил постоянный рост чехла поверхностной морены как по площади, так и по толщине. В 1968 г. площадь морены составляла 0,104 км², в 1974 г. – 0,153 км², а через 10 лет – 0,252 км² [22]. Ввиду неравнозначных темпов таяния чистого и замороженного льда относительное превышение моренных валов и отдельных муравьиных куч может достигать 10–20 м при средней мощности слоя литогенной оболочки 1 м. Постоянные максимумы абляции наблюдаются в нижней части языка, на участках, свободных от моренного покрова. За счёт отепляющего воздействия в результате отражения солнечных лучей от обрамляющих выходов коренных пород наблюдается увеличение абляции на краевых участках ледника, а также на перегибах. Устойчивые же минимумы абляции регистрируются на пригребневом Джантуганском плато и на отдельных участках затенённой крутой облицовки фирнового бассейна. Само поле абляции характеризуется весьма слабыми градиентами, заметно уступающими полю приходной составляющей баланса. В ходе исследования статистической структуры полей абляции ледника Джанкуат [34, 35] установлено, что значение коэффициента корреляции, связывающее годовые значения абляции в отдельных точках с их среднесезонной величиной, оказалось равным $r = 0,94$, что заметно теснее связи этих точечных значений за отдельные годы между собой ($r = 0,87$) [34]. При этом структура поля абляции практически не менялась за 10 лет, хотя отдельные изменения, связанные с динамикой поверхностной морены, и затрагивали незначительную площадь.

Наконец, был выполнен статистический анализ устойчивости во времени полей баланса массы b_n ледника Джанкуат. Для всех балансовых лет за период с 1988 по 2007 г., по которому на данный момент окончательно завершена процедура реанализа исходных материалов, поля баланса массы, представленные в растровом фор-

мате GRID с размером ячеек $2,5 \times 2,5$ м, были конвертированы более чем в 255 тыс. точек с соответствующими значениями, по которым и выполнялся анализ. Подобная детальность достигается за счёт построения в компьютерном ГИС-пакете расчётного растра путём вариации сплайн-интерполяции векторной карты масштаба 1:10 000, учитывающей локальные максимумы и минимумы рельефа. Такая детальность необходима при построении полей рельефа на горных территориях, где горизонталы на топографических картах могут быть расположены предельно близко друг к другу и построение растра с большим размером ячейки, например 10×10 м, попросту лишено смысла. Пространственные изменения структуры поля баланса массы могут описываться осреднённым коэффициентом корреляции между его значениями в каждом из более чем 255 тыс. узлов и балансом массы ледника в целом в соответствующем году. За 19 лет его значение оказалось равным 0,74. Это указывает на крепкие связи между величинами баланса в узлах сетки $2,5 \times 2,5$ м с его значением по леднику в целом. Лучше всего эти связи выражены в верхней части языка, в высотном поясе 2900–3000 м ($r = 0,86$), хуже всего – на облицовке фирнового бассейна в поясе 3600–3700 м ($r = 0,71$).

Критерий устойчивости полей баланса массы во времени – коэффициенты их межгодовых корреляций $r(\Delta t)$. Изначально расчёт этого показателя для ледника Джанкуат был выполнен по 11 полям баланса 1988–1998 гг. [34]. Установлено, что корреляционная функция $r(\Delta t)$ практически не обнаруживает убывания с течением времени, а также выдвинута гипотеза о том, что период устойчивости на леднике Джанкуат превышает 20 лет. При повторном исследовании, основанном на более длинном ряде из базы геоданных ледника Джанкуат, обнаружена ошибочность такого суждения. Анализ осреднённых корреляций полей баланса массы за различные интервалы времени показал, что их устойчивость сохраняется максимум в течение 9–10 лет, а затем значения $r(\Delta t)$ опускаются ниже 0,75, причём на 19-й год коэффициент корреляции уменьшается уже до 0,31 [33]. Резкое падение тесноты сравнительно устойчивых взаимосвязей между полями баланса после преодоления временного порога в 15–16 лет объясняется двумя причинами: незначительностью выборки по длительным

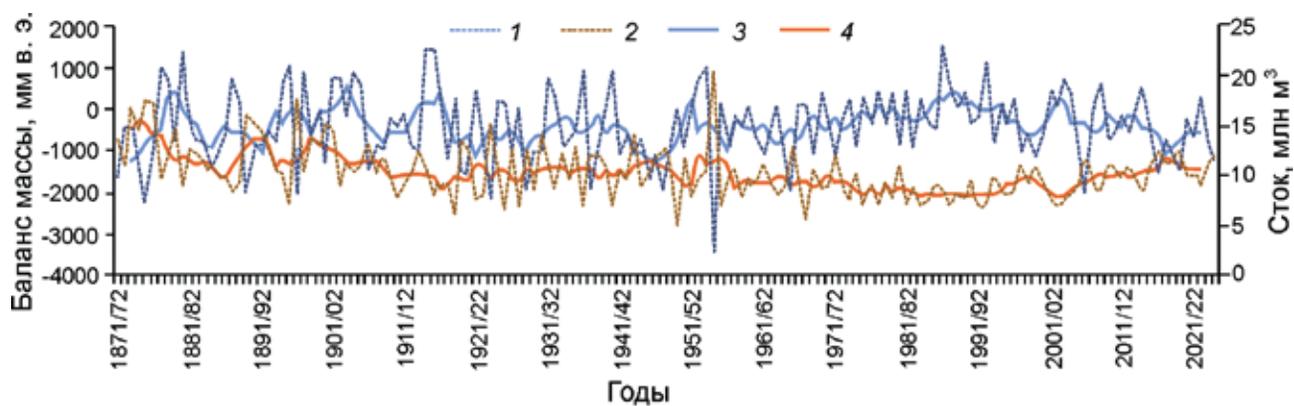


Рис. 3. Баланс массы (1, 3) и объём жидкого стока с ледника Джанкуат (2, 4) за период с 1871 по 2025 г.: годовые (1, 2) и скользящие сглаженные по пятилеткам (3, 4) значения

Fig. 3. Mass balance (1, 3) and liquid runoff of the Djankuat Glacier (2, 4) for 1871–2025 AD: annual (1, 2) and 5-term smoothed (3, 4) values

интервалам времени и непрерывным трёхмерным изменением поля рельефа ледника Джанкуат, от которого зависит конфигурация полей всех компонентов баланса массы и самой результирующей величины. Отчасти поэтому, а именно из-за прогрессирующего нарушения свойств подобия полей баланса массы за отрезки времени более 10–15 лет, рубеж прогнозирования был существенно ограничен 2025 г.

В результате объединения реконструированных (1871–1967 гг.), измеренных (1968–2016 гг.) и прогностических (2017–2025 гг.) данных об аккумуляции, абляции, балансе массы и объёме жидкого ледникового стока ледника Джанкуат получен непрерывный ряд этих параметров за 153 года (рис. 3). На протяжении практически всего этого времени абляция превышает аккумуляцию. Преобладанием аккумуляции характеризуются лишь два небольших отрезка времени в несколько лет – в конце XIX в. и в 1980–1990 гг. Наблюдается некоторый спад в значениях аккумуляции на протяжении первой половины XX в. Абляция в этот период, наоборот, характеризовалась повышенными значениями. Скорее всего, именно в этот промежуток времени и произошло основное отступление ледника на современном этапе. В настоящее время аккумуляция находится на уровне середины XIX в., и в дальнейшем прогнозируется небольшое её понижение. Абляция, напротив, будет демонстрировать тенденцию к возрастанию. Сочетание этих компонентов означает чуть более быструю по сравнению с последними двумя десятилетиями

потерю массы ледником Джанкуат. Самое отрицательное значение баланса массы за весь 153-летний период реконструировано для сезона 1954/55 г., когда оно составило -3490 мм в.э., а максимальное, равное $+1540$ мм, наблюдалось в 1986/87 г. Среднее значение баланса массы за весь период составило -400 мм в.э., а среднее значение объёма стока – $10,4$ млн м^3 .

Прогноз баланса массы ледника послужил основой для дальнейшего прогнозирования изменений рельефа его поверхности при допущении, что возможными изменениями за период прогнозирования полей параметров внутреннего массообмена (т.е. скоростных характеристик течения ледникового льда, в первую очередь, а также горизонтальной составляющей вектора скорости) можно пренебречь. Тем самым вычлениется изменение облика поверхности языка исключительно за счёт эффекта эволюции моренного чехла, хотя, строго говоря, рельеф языка в данном модельном варианте от истинного будет отличаться несильно: горизонтальная составляющая вектора скорости на периферии языка стремится к нулю по мере приближения к маргинальным сегментам. Поэтому отклонения будут обусловлены лишь некоторым разнесением вдоль линий тока прогностического и фактического местоположений отдельных элементов мезорельефа языка (перегибов, гребней, ложбин и т.п.). В силу пренебрежимо малых скоростей течения такие отклонения составят метры, от силы первые десятки метров в плане, что не сыграет принципиальной роли для иллюстрации

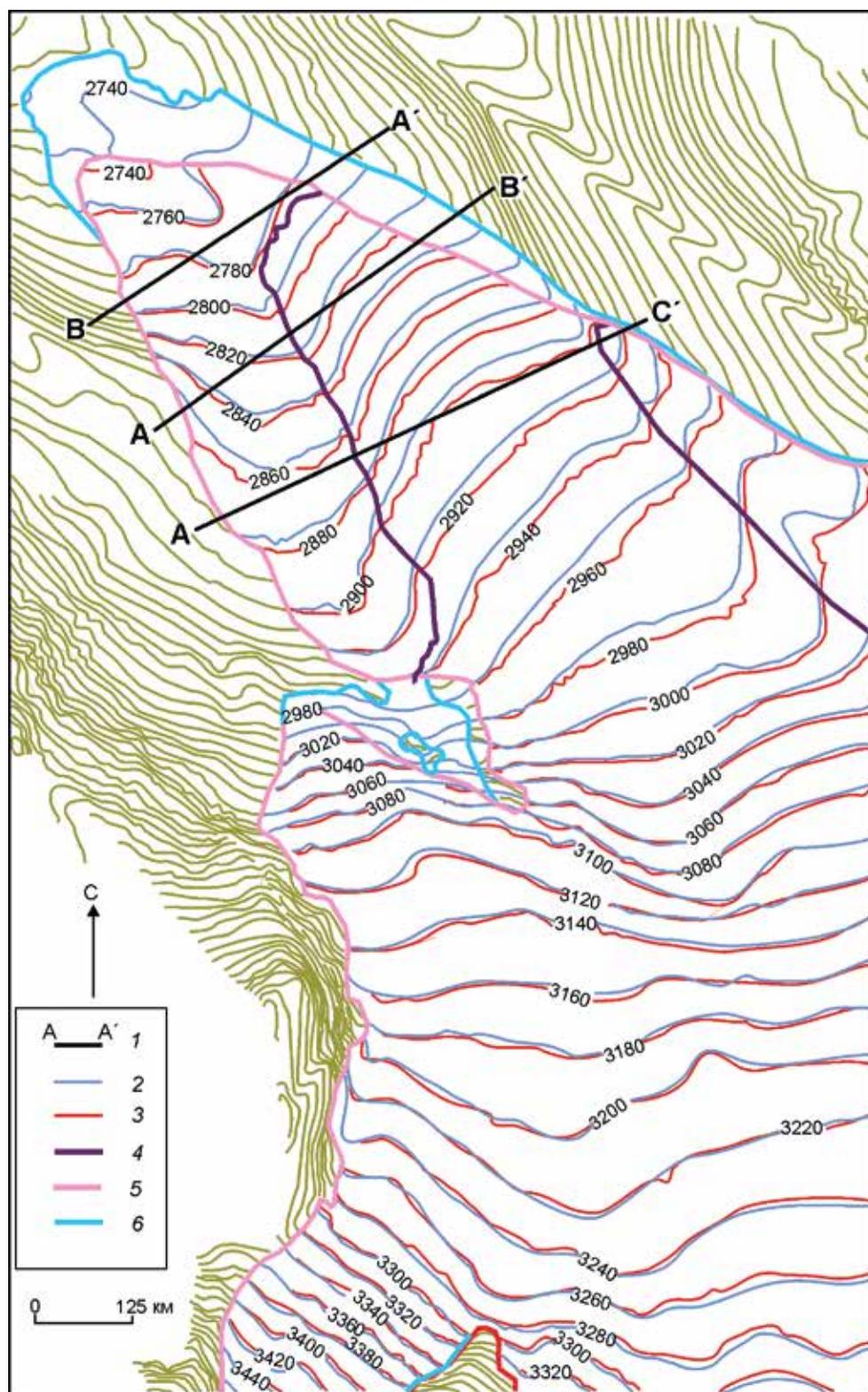


Рис. 4. Прогноз изменения морфометрии ледника Джанкуат на 2025 г. с учётом влияния поверхностной морены.

1 – опорные поперечные профили А–А', В–В', С–С'; 2 – изогипсы 2006 г.; 3 – изогипсы 2025 г.; 4 – граница морены 2025 г.; 5 – граница ледника 2025 г.; 6 – граница ледника 2006 г.

Fig. 4. Morphometrical changes of the Djankuat Glacier, anticipated by 2025 AD, with supraglacial debris influence taken into account.

1 – cross sections A–A', B–B', C–C'; 2 – isohypses 2006; 3 – isohypses 2025; 4 – debris border 2025; 5 – glacier border 2025; 6 – glacier border 2006

степени влияния морены на результирующую геометрию и гипсометрию языка.

В соответствии с изложенным предполагается, что баланс массы ледника функциональ-

но связан с балансом в каждой отдельно взятой его точке. Для описания этой связи по материалам геоинформационной обработки континуальных полей за каждый год, когда баланс был изме-

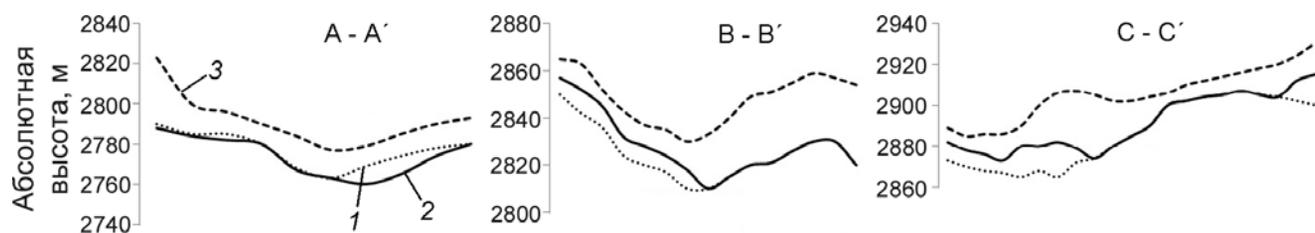


Рис. 5. Опорные поперечные профили рис. 4 поверхности ледника Джанкуат на 2010 (1) и 2025 гг. согласно версиям прогноза с учётом (2) и без учёта (3) эволюции моренного чехла

Fig. 5. Reference cross profiles (see Fig. 4) of the Djankuat Glacier surface by 2010 (1) and 2025 according to the forecasts, considering (2) and not considering (3) debris cover evolution

рен инструментально, подобраны более 255 тыс. уравнений линейной регрессии, в общем виде сочетающих в себе мультипликативный и аддитивный законы подобия. На основании найденных зависимостей и прогностических годовых значений b_n всего ледника были построены поля баланса для каждого года вплоть до 2025 г. Затем в них были внесены поправки, количественно учитывающие бронирующий/усиливающий эффект морены на таяние подморенного льда по всем узлам заморененной площади. Согласно динамике вытаивания морены, описанной теплофизической моделью [25] и верифицированной прямыми повторными мореносъёмками 1983, 1994 и 2010 г. [24], средняя толщина поверхностной морены на леднике увеличится с 49 см в 2010 г. до 62 см в 2025 г. при наибольшем увеличении на 50 см в прифронтальной части языка. На рис. 4 приведена полученная картосхема изменения рельефа ледника Джанкуат к 2025 г.

Понижение поверхности Δh в заморененном сегменте ледника будет заметно отставать от открытой ледяной поверхности. Так, если Δh чистого льда будет варьировать по площади языка от 10 до 25 м, то основная доля заморененного сегмента ледника понизится на 2–15 м, хотя в его внутренних (смежных с чистым льдом) краевых частях, где толщина морена невелика, Δh будет даже больше, чем на чистом льду, достигая 35 м. Преобладание экранирующего эффекта морены более наглядно иллюстрируется серией поперечных профилей (рис. 5), демонстрирующей изменения высоты поверхности за 2010–2025 гг. по вариантам прогноза, учитывающим и не учитывающим влияние дальнейшего разрастания морены. Отчётливо видно, что в заморененном секторе ледника убыль вещества будет происходить менее интенсивно. Разница между значени-

ями Δh с учётом и без учёта экранирующего эффекта составляет 7–15 м, особенно возрастая на языке по мере удаления от фронта вверх по течению. Там, на участках меньшего по сравнению с чистым льдом понижения поверхности (т.е. где в чистом виде проявляется экранирующее влияние морены), величины Δh , рассчитанные без учёта эволюции морены, оказываются переоценёнными на 42–45% (профили В–В' и С–С'). Такие значения нельзя считать малозначимыми. Они демонстрируют, что, во-первых, в течение даже короткого промежутка времени моренный материал существенно влияет на изменение гипсометрии поверхности ледника, а во-вторых, эффект развития моренного чехла соизмерим по своему воздействию на изменения гипсометрии языка с эффектом от климатических перемен.

Заключение

Основная масса обломочного материала поступает на поверхность ледника с окружающих склонов, причём объём этих поступлений наиболее велик после стаивания ледника. Темпы его поступления в текущих климатических условиях, способствующих преобладанию отрицательных и резко отрицательных значений баланса массы, сохранятся или даже увеличатся в связи с прогрессирующим обнажением неустойчивых скальных склонов. В последние десятилетия этот материал на поверхность ледников всё чаще поступает в результате катастрофических каменных обвалов.

Составленный для ледника Джанкуат климатический прогноз показывает температурный тренд, который к 2025 г. приведёт к возрастанию температуры воздуха почти на 1 °С относительно 1968 г. — года начала прямого гляциологиче-

ского мониторинга. Несмотря на отмечаемый за минувшую половину столетия слабый тренд к росту осадков, связанный с потеплением, дальнейший спад кумуляты баланса массы ледника Джанкуат продолжится. Прогноз баланса массы и стока с ледника Джанкуат до 2025 г., выполненный на основании климатического прогноза в сочетании с прямыми измерениями 1968–2016 гг. и реконструкцией с 1871 г., обеспечил 153-летний непрерывный ряд годовых значений аккумуляции, абляции, баланса массы и объёма жидкого ледникового стока. Среднее значение баланса за этот период составляет –400 мм в.э. с экстремумами в 1954/55 г. (–3490 мм) и 1986/87 г. (+1540 мм), а объёма стока – 10,4 млн м³. Прогноз гипсометрии ледника Джанкуат на 2025 г.

показывает понижение поверхности языка, гораздо более выраженное в секторе, не забронированном мореной. Таким образом, проявится обратная связь между климатическим фактором эволюции горного ледника, вызывающим дегляциацию и интенсификацию моренонакопления, и мореной как самостоятельным фактором его эволюции. По мере увеличения своей мощности поверхностная морена войдёт в разряд основных механизмов, определяющих дальнейшие изменения водно-ледовых ресурсов и рельефа ледника.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ по проекту 15-05-00599а.

Acknowledgments. This work is carried out with support of RFFR grant No. 15-05-00599a.

Литература

1. *Caine N.* Toppling failures from alpine cliffs on Ben Lomond, Tasmania // *Earth Surface Processes and Landforms*. 1982. V. 7. P. 133–152.
2. *Radbruch-Hall D.H.* Gravitational creep of rock masses on slopes // *Rockslides and Avalanches*. V. 1. Natural Phenomena / Ed. B. Voight. Amsterdam: Elsevier, 1978. P. 607–657.
3. *Carlsson A., Olsson T.* High rock stresses as a consequence of glaciation // *Nature*. 1982. V. 298. P. 739–742.
4. *Ruddiman W.* Earth's Climate: past and future. New York: W.H. Freeman and Company, 2008. 388 p.
5. *Wyrwoll K.-H.* Causes of rock-slope failure in a cold area: Labrador-Ungava // *Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology*. 1977. V. 3. P. 59–67.
6. *Cruden D.M., Hu X.Q.* Exhaustion and steady-state models for predicting landslide hazards in the Canadian Rocky Mountains // *Geomorphology*. 1993. V. 8. P. 279–285.
7. *Whalley W.B., Douglas G.R., Jonsson A.* The magnitude and frequency of large rock slides in Iceland during the postglacial // *Geografiska Annaler*. 1983. V. 65a. P. 99–109.
8. *Gardner J.S.* Alpine mass wasting in contemporary time: some examples from the Canadian Rocky Mountains // *Space and Time in Geomorphology* / Ed. C.E. Thorn. London: Allen and Unwin, 1982. P. 171–192.
9. *Johnson P.G.* Debris transfer and sedimentary environments: alpine glaciated areas // *Steepland Geomorphology* / Ed. O. Slaymaker. Chichester: Wiley, 1995. P. 27–44.
10. *Muñoz J., Palacios D., de Marcos J.* The influence of the geomorphological heritage on present slope dynamics, the Gredos Cirque, Spain // *Pirineos*. 1995. V. 145–146. P. 35–63.

References

1. *Caine N.* Toppling failures from alpine cliffs on Ben Lomond, Tasmania. *Earth Surface Processes and Landforms*. 1982, 7: 133–152.
2. *Radbruch-Hall D.H.* Gravitational creep of rock masses on slopes. *Rockslides and Avalanches*. V. 1. Natural Phenomena. Ed. B. Voight. Amsterdam: Elsevier, 1978: 607–657.
3. *Carlsson A., Olsson T.* High rock stresses as a consequence of glaciations. *Nature*. 1982, 298: 739–742.
4. *Ruddiman W.* Earth's Climate: past and future. New York: W.H. Freeman and Company, 2008: 388 p.
5. *Wyrwoll K.-H.* Causes of rock-slope failure in a cold area: Labrador-Ungava. *Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology*. 1977, 3: 59–67.
6. *Cruden D.M., Hu X.Q.* Exhaustion and steady-state models for predicting landslide hazards in the Canadian Rocky Mountains. *Geomorphology*. 1993, 8: 279–285.
7. *Whalley W.B., Douglas G.R., Jonsson A.* The magnitude and frequency of large rock slides in Iceland during the postglacial. *Geografiska Annaler*. 1983, 65 a: 99–109.
8. *Gardner J.S.* Alpine mass wasting in contemporary time: some examples from the Canadian Rocky Mountains. *Space and Time in Geomorphology*. Ed. C.E. Thorn. London: Allen and Unwin, 1982: 171–192.
9. *Johnson P.G.* Debris transfer and sedimentary environments: alpine glaciated areas. *Steepland Geomorphology*. Ed. O. Slaymaker. Chichester: Wiley, 1995: 27–44.
10. *Muñoz J., Palacios D., de Marcos J.* The influence of the geomorphological heritage on present slope dynamics, the Gredos Cirque, Spain. *Pirineos*, 1995, 145–146: 35–63.
11. *Rapp A.* Talus slopes and mountain wall at Tempelfjorden, Spitsbergen: a geomorphological study of the denudation of slopes in an Arctic locality. *Norsk Polar-institutt Skrifter*. 1960, 119: 96 p.

11. *Rapp A.* Talus slopes and mountain wall at Tempelfjorden, Spitsbergen: a geomorphological study of the denudation of slopes in an Arctic locality // Norsk Polarinstitut Skrifte. 1960. № 119. 96 p.
12. *Luckman B.H., Fiske C.J.* Holocene development of coarse debris landforms in the Canadian Rocky Mountains // Paläoklimaforschung. 1997. V. 19. P. 283–297.
13. *Luckman B.H., Fiske C.J.* Estimating long-term rockfall accretion rates by lichenometry // Steepland Geomorphology / Ed. O. Slaymaker. New York: Wiley, 1995. P. 233–255.
14. *Hinchliffe S., Ballantyne C.K.* Talus accumulation and rockwall retreat, Trotternish, Isle of Skye, Scotland // Scottish Geographical Journ. 1999. V. 115. P. 53–70.
15. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Петрографические исследования в Центральном Кавказе (Горная Осетия, Дигория, Балкария) // Изв. Петербургского политехнич. ин-та. 1904. Т. II. Вып. 12. С. 97–136.
16. *Серебрянный Л.Р., Орлов А.В., Медведев А.С.* Изучение формы и характера поверхности обломков в моренах кавказских ледников // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1981. № 6. С. 117–124.
17. *Серебрянный Л.Р., Орлов А.В.* Поверхностные морены горных ледников: закономерности строения и формирования // МГИ. 1984. Вып. 51. С. 74–80.
18. *Медведев А.С., Барыков А.А.* Механизмы образования поверхностных морен горных ледников // МГИ. 1983. Вып. 53. С. 47–53.
19. *Серебрянный Л.Р., Орлов А.В.* Ледники в горах. М.: Наука., 1985. 160 с.
20. *Bayly M.B.* The Lower Hecla Hock Rocks of Ny Priesland, Spitsbergen // Geological Magazine. 1957. V. 94. № 5. P. 377–392.
21. *Gee E.R., Harland W.B., McWhae J.R.H.* Geology of central Vest Spitsbergen. Pt. 1. Review of the geology of Spitsbergen, with special reference to central Vestspitsbergen. Pt. 2. Carboniferous to Lower Permian of Billefjorden // Transactions of the Royal Society of Edinburgh. 1951–1952. V. 62. Pt. 2. № 9. Edinburgh, 1953. P. 299–321.
22. *Popovnin V.V., Rozova A.V.* Influence of sub-debris thawing on ablation and runoff of the Djankuat glacier in the Caucasus // Nordic Hydrology. 2002. Pol. 33. № 1. P. 75–94.
23. *Дюргеров М.Б., Поповнин В.В.* Реконструкция баланса массы, пространственного положения, и жидкого стока ледника Джанкуат со второй половины XIX в. // МГИ. 1981. Вып. 40. С. 73–82.
24. *Поповнин В.В., Резепкин А.А., Тиелидзе Л.Г.* Разрастание поверхностной морены на языке ледника Джанкуат за период прямого гляциологического мониторинга // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 1. С. 89–98.
25. *Bozhinskiy A.N., Krass M.S., Popovnin V.V.* Role of debris cover in the thermal physics of glaciers // Journ. of Glaciology. 1986. V. 32. № 111. P. 255–266.
26. *Luckman B.H., Fiske C.J.* Holocene development of coarse debris landforms in the Canadian Rocky Mountains. Paläoklimaforschung. 1997, 19: 283–297.
13. *Luckman B.H., Fiske C.J.* Estimating long-term rockfall accretion rates by lichenometry Steepland Geomorphology. Ed. O. Slaymaker. New York: Wiley, 1995: 233–255.
14. *Hinchliffe S., Ballantyne C.K.* Talus accumulation and rockwall retreat, Trotternish, Isle of Skye, Scotland. Scottish Geographical Journ. 1999, 115: 53–70.
15. *Levinson-Lessing F.Yu.* Petrographic research in Central Caucasus (Higher Osetiya, Digoriya, Balkariya). *Izvestiya Peterburgskogo Politekhnikheskogo instituta.* Bulletin of Saint-Petersburg Polytechnic Institute. 1904, II (12): 97–136. [In Russian].
16. *Serebryanny L.R., Orlov A.V., Medvedev A.S.* Study of form and character of fragments in the moraines of Caucasian glaciers. *Izvestiya AN SSSR. Seriya geograficheskaya.* Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Geography series. 1981, 6: 117–124. [In Russian].
17. *Serebryanny L.R., Orlov A.V.* Surface debris of glaciers: laws of the structure and formation. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1984, 51: 74–80. [In Russian].
18. *Medvedev A.S., Barykov A.A.* Mechanisms of formation of surface debris on alpine glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1983, 53: 47–53. [In Russian].
19. *Serebryanny L.R., Orlov A.V.* *Ledniki v gorakh.* Glaciers in the mountains. Moscow: Nauka, 1985: 160 p. [In Russian].
20. *Bayly M.B.* The Lower Hecla Hock Rocks of Ny Priesland, Spitsbergen. Geological Magazine. 1957, 94 (5): 377–392.
21. *Gee E.R., Harland W.B., McWhae J.R.H.* Geology of central Vest Spitsbergen. Pt. 1. Review of the geology of Spitsbergen, with special reference to central Vestspitsbergen. Pt. 2. Carboniferous to Lower Permian of Billefjorden. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. 1951–1952. 62, 2 (9). Edinburgh: 1953: 299–321.
22. *Popovnin V.V., Rozova A.V.* Influence of sub-debris thawing on ablation and runoff of the Djankuat glacier in the Caucasus. Nordic Hydrology. 2002, 33 (1): 75–94.
23. *Dyurgerov M.B., Popovnin V.V.* Reconstruction of mass balance, spatial location and liquid runoff from the Djankuat Glacier from the second half of XIX century. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1981, 40: 73–82. [In Russian].
24. *Popovnin V.V., Rezepkin A.A., Tieliidze L.G.* Expansion of supraglacial debris on Djankuat glacier snout over the period of direct monitoring. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2015, XIX (1): 89–98. [In Russian].
25. *Bozhinskiy A.N., Krass M.S., Popovnin V.V.* Role of debris cover in the thermal physics of glaciers. Journ. of Glaciology. 1986, 32 (111): 255–266.
26. *Khodakov V.G.* Calculation of ice ablation under the debris layer. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1972, 20: 105–108. [In Russian].

26. *Ходаков В.Г.* Расчет абляции льда под слоем морены // МГИ. 1972. Вып. 20. С. 105–108.
27. *Lambrecht A., Mayer C., Hagg W., Popovnin V., Rezepkin A., Lomidze N., Svanadze D.* A comparison of glacier melt on debris-covered glaciers in the northern and southern Caucasus // *The Cryosphere*. 2011. V. 5. P. 525–538.
28. *Østrem G.* Ice melting under thin layer of moraine and existence of ice cores in moraine ridges. *Geografiska Annaler*. 1959, 41 (4): 228–230.
29. *Nakicenovic N., Alcamo J., Davis G., de Vries B., Fenhann J., Gaffin S., Gregory K., Grübler A., Jung T.Y., Kram T., La Rovere E.L., Michaelis L., Mori S., Morita T., Pepper W., Pitcher H., Price L., Riahi K., Roehrl A., Rogner H.-H., Sankovski A., Schlesinger M., Shukla P., Smith S., Swart R., van Rooijen R., Victor N., Dadi Z.* IPCC Special Report on Emission Scenarios. Cambridge: Cambridge University Press, 2000: 570 p.
30. *Hagg W., Shahgedanova M., Mayer C., Lambrecht A., Popovnin V.* A sensitivity study for water availability in the Northern Caucasus based on climate projections // *Global and Planetary Change*. 2010. V. 73. Is. 3–4. P. 161–171.
31. *Поповнин В.В.* Поле аккумуляции горного ледника // МГИ. 2000. Вып. 88. С. 16–29.
32. *Кунахович М.Г.* Формирование годового баланса массы ледника плоской вершины // МГИ. 1989. Вып. 67. С. 163–169.
33. *Пастухов В.Г.* Полный массообмен ледника Джанкуат. Дипломная работа. М.: МГУ, 2011. 185 с.
34. *Петраков Д.А.* Устойчивость полей внешнего массообмена горного ледника: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2000. 218 с.
35. *Дюргеров М.Б., Фрейдлин В.С.* Расчет поверхностной абляции ледника (на примере горно-ледникового бассейна Джанкуат) // МГИ. 1972. Вып. 20. С. 151–156.
27. *Lambrecht A., Mayer C., Hagg W., Popovnin V., Rezepkin A., Lomidze N., Svanadze D.* A comparison of glacier melt on debris-covered glaciers in the northern and southern Caucasus. *The Cryosphere*. 2011, 5: 525–538.
28. *Østrem G.* Ice melting under thin layer of moraine and existence of ice cores in moraine ridges. *Geografiska Annaler*. 1959, 41 (4): 228–230.
29. *Nakicenovic N., Alcamo J., Davis G., de Vries B., Fenhann J., Gaffin S., Gregory K., Grübler A., Jung T.Y., Kram T., La Rovere E.L., Michaelis L., Mori S., Morita T., Pepper W., Pitcher H., Price L., Riahi K., Roehrl A., Rogner H.-H., Sankovski A., Schlesinger M., Shukla P., Smith S., Swart R., van Rooijen R., Victor N., Dadi Z.* IPCC Special Report on Emission Scenarios. Cambridge: Cambridge University Press, 2000: 570 p.
30. *Hagg W., Shahgedanova M., Mayer C., Lambrecht A., Popovnin V.* A sensitivity study for water availability in the Northern Caucasus based on climate projections. *Global and Planetary Change*. 2010, 73 (3–4): 161–171.
31. *Popovnin V.V.* Accumulation field of an alpine glacier. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2000, 88: 16–29. [In Russian].
32. *Kunakhovich M.G.* Annual mass balance formation on a flat summit glacier. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1989, 67: 163–169. [In Russian].
33. *Pastukhov V.G.* *Polnyi massoobmen lednika Djankuat*. Full mass exchange of the Djankuat Glacier. Moscow: MSU, 2011: 185 p. [In Russian].
34. *Petrakov D.A.* Stability of the fields of external mass exchange of the Djankuat Glacier. *Ustoychivost poley vneshnevo massoobmena gornovo lednika*. PhD. Moscow: MSU, 2000: 218 p. [In Russian].
35. *Dyurgerov M.B., Freydlin V.S.* Calculation of surface ablation of the glacier (on the example of Djankuat mountain basin). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1972, 20: 151–156. [In Russian].