

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

УДК 551.324

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2017-4(58-74)

ВЫСОКОДИНАМИЧНЫЕ КАМЕННЫЕ ГЛЕТЧЕРЫ ТЯНЬ-ШАНЯ

А.А. Галанин^{1,3}, В.В. Оленченко², И.И. Христофоров¹,
Э.В. Северский¹, А.А. Галанина³

¹Институт мерзлотоведения СО РАН, 677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия; agalanin@gmail.com

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН,

630090, Новосибирск, пр. Акад. Коптюга, 3, Россия; olenchenkovv@yandex.ru

³Северо-Восточный федеральный университет, 677000, Якутск, ул. Белинского, 58, Россия

На основе комплексного изучения каменного глетчера Городецкого в Заилийском Алатау (Тянь-Шань) методами электротомографии и георадиолокации, геотермического мониторинга и анализа отложений стабильных изотопов стока установлено, что его наиболее активные генерации находятся в талом состоянии и практически не содержат грунтовых льдов. Активные генерации каменного глетчера Городецкого образованы смесью грубообломочного материала, блоков метаморфических льдов и тиксотропного супесчано-суглинистого заполнителя. Тонкодисперсный компонент поступает в результате инфильтрации ледникового стока и накапливается в порах и пустотах каменного глетчера, приводя к постепенному изменению его физических свойств (объемной плотности, пластичности). Динамика подобных каменных глетчеров не подчиняется закону вязкого ньютоновского течения Дж. Глена, а содержание грунтового льда не оказывает существенного влияния на происходящие в них деформации. Реология этих образований может быть описана законами поведения псевдопластических (неньютоновских) жидкостей и тиксотропных систем. По данным лихенометрии и теста остаточной прочности установлены четыре разновозрастные генерации каменного глетчера Городецкого. Они хорошо коррелируют с эпизодами осцилляции горных ледников Северного Тянь-Шаня в позднем голоцене и свидетельствуют о жесткой историко-генетической связи между ледниками и каменными глетчерами.

Каменные глетчеры, электротомография, георадиолокация, лихенометрия, тест остаточной прочности, температуры водного стока, горная криолитозона, Тянь-Шань, Средняя Азия, закон Глена

HIGHLY DYNAMIC ROCK GLACIERS OF TIEN SHAN

A.A. Galanin^{1,3}, V.V. Olenchenko², I.I. Khristoforov¹,
E.V. Severskiy¹, A.A. Galanina³

¹Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, 36, Merzlotnaya str., Yakutsk, 677010, Russia; agalanin@gmail.com

²Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS,

3, Academican Koptuga ave., Novosibirsk, 630090, Russia; olenchenkovv@yandex.ru

³Northeastern Federal University, 58, Belinskogo str., Yakutsk, 677000, Russia

A comprehensive study based on electrical resistivity tomography and GPR methods, geothermal monitoring and the stable isotopes analysis of glacial runoff has found that the most active frontal parts of Gorodetsky rock glacier in Northern Tien Shan are thawed and substantially free of ground ice. Fast moving frontal parts of Gorodetsky rock glacier are composed by a mixture of coarsely fragmented debris, cores of metamorphosed ice and thixotropic sand- and clay-loamy filler. The fine-graded component results from the glacial runoff infiltration and accumulates in the pores and voids of rock glacier, leading to a gradual change in its physical properties (volume density, plasticity). Dynamics of such rock glaciers does not obey Glen's law for viscous flow, while the presence of ground ice does not exert any significant effect on their inner deformations and velocities. Rheology of such landforms can probably be modelled according to the behavior of pseudoplastic (non-Newtonian) fluids and thixotropic systems. The lichenometry and Schmidt Hammer Test data provided a basis for establishing four different age generations of rock glaciers. These generations correlate well with the Late Holocene oscillations of mountain glaciers in the Northern Tien Shan, which bears clear evidence of strong historical and genetic relationships between common glaciers and rock glaciers.

Rock glaciers, electrical resistivity tomography, ground penetrating radar, lichenometry, Schmidt Hammer Test, glacial mudflow, alpine permafrost, Tien-Shan, Central Asia, Glen's law

ВВЕДЕНИЕ

Каменный глетчер Городецкого – один из наиболее крупных изученных глетчеров Северного Тянь-Шаня (см. рисунок на обложке). Он расположен в истоках р. Бол. Алмаатинка в осевой части хр. Заилийский Алатау в интервале высот 3140–3450 м над уровнем моря (н.у.м.) и имеет длину около 3.5 км. В области питания глетчера находится несколько интенсивно сокращающихся каровых ледников, в том числе наиболее крупный одноименный ледник Городецкого.

Различные аспекты строения, морфологии и динамики каменного глетчера Городецкого и других подобных образований региона обсуждались на протяжении более полувека и послужили основой для развития отечественной научной школы о каменных глетчерах [Иверонова, 1950; Пальгов, 1957; Глазовский, 1977; Горбунов, Титков, 1989; Горбунов, Северский, 2000; Марченко, 2003; Горбунов, 2006, 2008; Gorbutov et al., 1992].

Вместе с тем число отечественных исследований каменных глетчеров России и территории СНГ крайне невелико по сравнению с европейскими странами и Американским континентом [Галанин, 2010; Barsch, 1996; Haeberli et al., 2006], а инструментальная база остается на уровне 1960–1970-х гг. [Горбунов, 2006, 2008; Галанин, 2009].

Новая волна интереса к каменным глетчерам в XXI в. отчасти связана с их специфической реакцией на происходящие глобальные климатические изменения. На фоне интенсивного сокращения ледников многие каменные глетчеры выросли в размерах и активно наступают [Глазовский, 1977; Марченко, 2003; Вилесов и др., 2006; Галанин, 2009]. Механизмы активизации движения каменных глетчеров во многом противоречат представлениям об их строении и реологии, сложившимся в первой половине прошлого века.

В 1998 г. Международной ассоциацией по мерзлотоведению (IPR) была утверждена научная программа “Permafrost Creep and Rock Glacier Dynamics” под руководством В. Хейберли (W. Haeberli). Ее основной целью было обобщение и подведение итогов изучения каменных глетчеров во второй половине XX в. В опубликованном отчете В. Хейберли с коллегами пришли к заключению, что несмотря на огромный объем накопленных фактических данных, “...мы еще весьма далеки от создания унифицированной физической модели, описывающей деформации и движение каменных глетчеров в разных температурных условиях” [Haerberli et al., 2006, p. 203].

В 2012–2014 гг. авторами был изучен каменный глетчер Городецкого в Северном Тянь-Шане [Галанин и др., 2015] с использованием комплекса современных технологий: зондирование методами электротомографии (ЭТ) и георадиолокации (ГРЛ); мониторинг температуры стока глетчера

автоматическими геотермическими логгерами; анализ изотопного состава стока и ископаемых льдов; маршрутное и дистанционное картографирование с использованием спутниковых снимков и цифровых моделей рельефа; изучение естественных обнажений в стенках термоэрозионных просядок и обрывов; оценка относительного и абсолютного возраста на основе лихенометрии и теста остаточной прочности.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ КАМЕННОГО ГЛЕТЧЕРА ГОРОДЕЦКОГО В 2013–2014 гг.

Схема каменного глетчера Городецкого, выполненная на основе дешифрирования космических снимков и полевого обследования, приведена на рис. 1.

Геофизические исследования каменного глетчера Городецкого выполнялись по всем профилям методами ЭТ и ГРЛ одновременно. Профили зондирований располагались вдоль и поперек потока каменного глетчера (см. рис. 1). Протяженность поперечного профиля (Пр1) составила 955 м, продольного (Пр2) – 1075 м. Это самые длинные профили электротомографии из известных в мировой практике геофизических исследований каменных глетчеров [Francou et al., 1999; Fabre et al., 2001; Farbroth et al., 2005; Maurer, Hauck, 2007]. Еще один профиль (Пр3) длиной 235 м располагался над естественным обнажением погребенного метаморфического льда. Данные зондирования по профилю Пр3 использовались в качестве опорных при интерпретации разрезов по остальным профилям. В качестве аппаратуры при измерениях методом ЭТ применялась многоэлектродная станция “Скала-48”, разработанная в Институте нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН. Последовательность подключения электродов соответствовала симметричной установке Шлюмберже с максимальными разносами питающей линии 117.5 м. Шаг измерений по профилю составлял 5 м. Для улучшения контакта электродов со средой использовался солевой раствор, что позволило снизить сопротивление заземления электродов со 100–300 до 10–30 кОм. Обработка данных ЭТ проводилась с помощью программы Res2Dinv [Loke, 2009]. В качестве основного критерия разделения мерзлых и талых пород принималось то, что первые имеют аномально высокое (в сотни и тысячи раз) удельное электрическое сопротивление (УЭС) по отношению ко вторым [Рекомендации..., 1987; Фролов, 1998]. Учитывалось также, что электросопротивление мерзлых пород и льда зависит от температуры, и при понижении температуры УЭС увеличивается.

Георадиолокационное зондирование выполнялось георадаром ОКО-2 с линейными неэкрани-

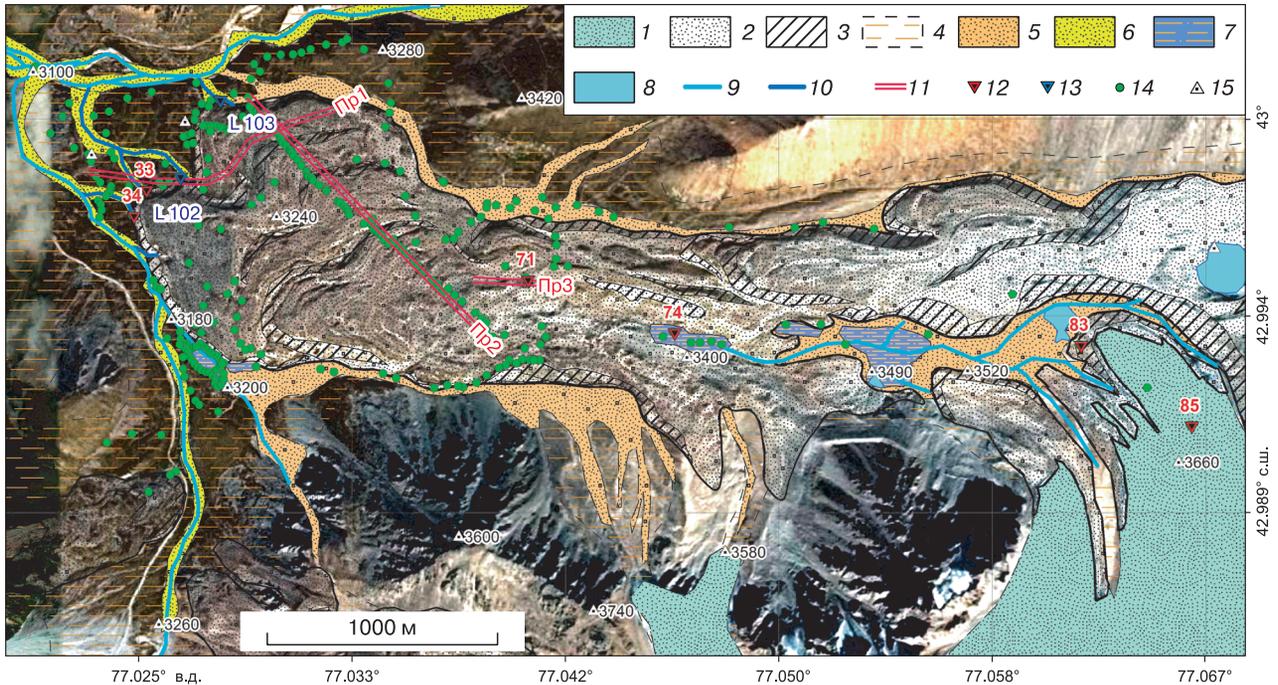


Рис. 1. Элементы строения каменного глетчера Городецкого, профили и точки локальных наблюдений, вынесенные на космический снимок:

1 – ледники; 2 – щебнисто-глыбовая поверхность каменного глетчера; 3 – крутые осыпные уступы; 4 – валунно-галечно-суглинистая донная морена позднеплейстоценового оледенения; 5 – валунно-галечные сухие днища краевых каналов ледникового стока; 6 – валунно-галечные русло и пойма постоянных водотоков; 7 – осушенные днища приледниковых озер с ленточными отложениями; 8 – современные приледниковые озера; 9 – водотоки с высокой мутностью; 10 – водотоки с низкой мутностью, фильтрующиеся из-под каменного глетчера; 11 – геофизические профили (электротомография и георадиолокация) и их номера; 12 – точки отбора проб льдов и водного стока на $\delta^{18}\text{O}$ и δD ; 13 – автоматические логгеры наблюдений за температурой водного стока и их номера; 14 – площадки лихенометрического датирования и теста остаточной прочности; 15 – отметки абсолютных высот.

рованными антеннами АБДЛ-Тритон с центральной частотой 50 МГц и двухчастотным антенным блоком с центральными частотами 150 и 400 МГц.

При исследовании каменных глетчеров по профилям с большим расстоянием, ввиду труднопроходимого рельефа, применялась методика зондирования короткими отрезками по 50 м. Впоследствии эти отрезки сшивались в итоговый профиль. При измерениях были выставлены следующие параметры съемки: развертка по времени приходов сигналов 800 нс, накопление сигналов в каждой точке наблюдения (т.н.) 32, среднее значение диэлектрической проницаемости 6. Для обработки и интерпретации данных использовалась программа Geoscan-32. При интерпретации данных ГРЛ основным критерием выделения обводненных зон был интенсивный низкочастотный отраженный сигнал, проявляющийся на георадарограммах в виде широких затемненных полос. Кровля мерзлых пород и коренного ложа на георадарограммах выделяется, как правило, четкой осью синфазности отраженной волны [Владов, Старовойтов, 2004; Kneisel et al., 2008].

Опорный геофизический профиль Пр3 расположен в транзитной части каменного глетчера в борту крупной термокарстовой эллипсовидной депрессии размером 90–100 м (см. рис. 1, т.н. 71). В ее днище сформировался водоем диаметром около 50 м, берега которого завалены неустойчиво лежащими крупными глыбами гранитов. Вода в озере мутная от ледниковой муки. В качестве опорного разреза послужило естественное обнажение на левом берегу водоема, представленное монолитно-мерзлым обрывом высотой до 20 м и длиной около 70 м (рис. 2, а, б). В основании обнажения имеются глубокие плоские ниши, уходящие под линзу на уровне уреза озера. Во время работ наблюдалось стекание “верховодки”, систематическое сползание и обрушение небольших порций щебнисто-глыбового поверхностного чехла с бровки обрыва непосредственно в озеро.

В пределах обнажения вскрывается линза метаморфического льда максимальной мощностью 16–17 м, перекрытая рыхлым щебнисто-глыбовым чехлом мощностью 1.0–1.5 м (см. рис. 2, а, б). Лед характеризуется хорошо выдержанными годичны-

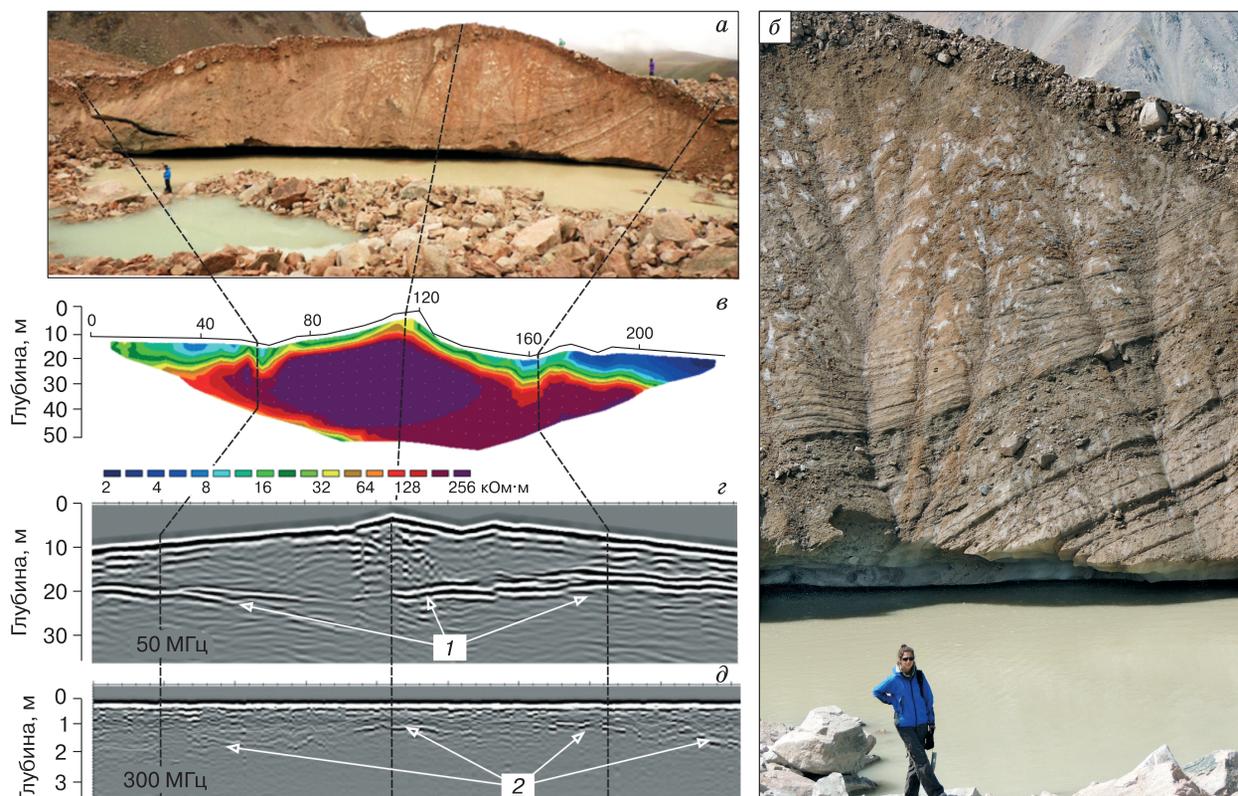


Рис. 2. Геофизический профиль Пр3, заложенный вдоль бровки термоэрозийного обрыва, обнажающего ископаемый блок древнего метаморфического (фирнового) льда в средней части каменного глетчера Городецкого.

а – стенка термоэрозийной просадки и линии корреляции геофизических профилей (штриховые); *б* – крупный план правой части термоэрозийного обрыва с хорошо видимой сингенетической слоистостью и гляциодислокациями (складчатостью) в ископаемом блоке метаморфического льда; *в* – геоэлектрический разрез по данным ЭТ; *з, д* – георадарограммы по данным ГРЛ на частотах 50 и 300 МГц; 1 – зоны отражения радиоволн на частоте 50 МГц, соответствующие подошве ледяного блока; 2 – зоны отражения на частоте 300 МГц, соответствующие кровле ледяного блока.

ми слоями толщиной от 5 до 20 см. Слои смяты в асимметричную синклиналиную (ложковидную) складку, ось которой направлена вниз по долине. Это указывает на фирновое происхождение льдов и их метаморфизм в теле крупного ледника. В кровле линзы, совпадающей с границей сезонноталого слоя (СТС), поверхности напластования льдов срезаются под углом около 45°. Края линзы плавно выклиниваются, полого погружаясь в рыхлую несцементированную щебнисто-глыбовую массу. Контакт кровли с поверхностным щебне-глыбовым чехлом резкий. В приконтактной зоне имеется супесчано-суглинистая оторочка мощностью 10–20 см. Левый край линзы рассечен полого наклоненной свежей трещиной, заполненной рыхлым щебнисто-глыбовым материалом.

Несколько других выходов ископаемых метаморфических льдов мощностью до 15 м установлены в верхней части каменного глетчера. Все они являются блоками “мертвых” льдов метаморфического происхождения, отчлененных от палео-

ледника в ходе его отступления и погребенных под поверхностной щебнисто-глыбовой мореной. Во всех изученных разрезах не было обнаружено никаких признаков эпигенетического льдообразования, а именно, конжеляционных льдов, цементирующих обломочную матрицу каменного глетчера.

Геоэлектрический разрез по данным ЭТ вдоль профиля Пр3 приведен на рис. 2, *в*. Минимальные значения УЭС (около 2 кОм·м) характерны для рыхлого обломочного чехла с заполнителем, перекрывающего мерзлые отложения в правой части профиля (175–235 м). Относительно молодые отложения обломочного чехла с минимальным количеством заполнителя характеризуются повышенным УЭС 8–16 кОм·м. Ледяное ядро выделяется аномалией УЭС 50–250 кОм·м, причем в кровле ледяной линзы УЭС составляет 10–20 кОм·м, что, вероятно, связано с температурой, близкой к 0 °С. В приповерхностной части выделяется сезонноталый слой с УЭС 2–8 кОм·м, мощ-

ностью от 1.5 до 5–7 м. На пикетах 65 и 160 м отчетливо проявляются аномалии пониженного УЭС характерной формы, связанные с каналами фильтрации, над которыми во время исследований слышался шум воды. Таким образом, результаты зондирования ЭТ на опорном профиле показывают, что характер распределения УЭС в разрезе отражает внутреннюю структуру каменного глетчера (см. рис. 2). Результаты двумерной инверсии данных ЭТ содержат трехмерные искажения из-за влияния боковой поверхности раздела земля–воздух на крутопадающей стенке обнажения. Это приводит к общему увеличению УЭС модели. Вместе с тем сопоставление модели и реального разреза свидетельствует о том, что полученная картина распределения УЭС хорошо отражает внутреннюю структуру каменного глетчера.

На рис. 2, *г* приведена георадарограмма по данным ГРЛ на низкой частоте (50 МГц). Исследования на такой частоте выполнены на глубинах 30–40 м при средней диэлектрической проницаемости среды $\epsilon = 6$. По данным ГРЛ определена глубина залегания ложа каменного глетчера, которое выделяется на радарограмме четкой отражающей границей на условной (для заданной ϵ) глубине 20 м. На высоких частотах (300 МГц) метод ГРЛ дает информацию о мощности рыхлого обломочного чехла и глубине залегания кровли ММП (см. рис. 2, *д*). На радарограмме для частоты 300 МГц отложения рыхлого чехла выделяются по характерным переотражениям, создающим высокочастотный шум на разрезе до условной глубины 1.5–2 м. Кровля льда выделяется по протяженной оси синфазности отраженной волны, глубже которой волновое поле затухает.

Продольный геоэлектрический разрез каменного глетчера по профилю Пр2 приведен на рис. 3, *б*. Профиль был заложен вдоль оси каменного глетчера от бровки фронтального откоса (см. рис. 1). Интерпретация результатов ЭТ велась с учетом данных по опорному профилю Пр3 и результатов вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) каменных глетчеров Боливийских Анд. Здесь установлено, что сопротивления ниже 44 кОм·м соответствуют талым зонам каменных глетчеров с температурой около 0 °С. Обводненные талые зоны имеют более низкие удельные сопротивления 0.5–15 кОм·м. На участках каменных глетчеров, в которых лед-цемент составляет более 30 % от объема, УЭС более 80 кОм·м [Francoy et al., 1999; Fabre et al., 2001].

На основе ЭТ установлено, что среднее электрическое сопротивление высокоомных пород каменного глетчера Городецкого возрастает от бровки его фронтального откоса вверх по долине от первых десятиков до первых сотен килоом на метр. Геоэлектрический разрез краевой наиболее высокодинамичной части каменного глетчера характе-

ризуется контрастным чередованием низко- и высокоомных участков. Вверх по долине возрастает сплошность высокоомных участков и увеличивается их УЭС. Логично предположить, что повышение УЭС разреза вверх по долине связано как с увеличением льдистости отложений, так и с понижением температуры льда.

Скачкообразные изменения удельного сопротивления и структуры геоэлектрического разреза по профилю Пр2 хорошо коррелируют с границами разновозрастных генераций каменного глетчера. Отложения первой, наиболее древней, генерации (см. рис. 3, *б*) характеризуются крайне низкими сопротивлениями (0.5–15 кОм·м), за исключением небольших аномалий с УЭС до 100 кОм·м, представляющих, вероятно, небольшие линзы метаморфического льда. Ложе глетчера в пределах этой генерации полностью талое и водонасыщенное, что характеризуется низким УЭС пород (менее 5 кОм·м) и интенсивным отраженным сигналом в этом интервале профиля (темная область на георадарограмме, см. рис. 3, *в*).

Геоэлектрический разрез 2-й генерации также весьма неоднороден. Талые и малоледистые зоны с сопротивлением ниже 80 кОм·м здесь составляют около 60 % объема разреза. Остальные 40 % образованы крупными относительно монолитными мерзлыми блоками с удельным сопротивлением 100 кОм·м и выше. Пониженное УЭС пород в основании, а также данные ГРЛ говорят о том, что ложе каменного глетчера здесь также преимущественно талое и местами интенсивно обводненное. Третья, а также расположенные вверх по долине другие, более молодые генерации каменного глетчера характеризуются в среднем значениями УЭС от 100 кОм·м и выше.

По данным ЭТ отчетливо выделяется СТС, мощность которого закономерно уменьшается от фронтального откоса вверх по долине, а УЭС увеличивается с 0.5–1 до 3–7 кОм·м. Уменьшение мощности СТС с высотой, вероятно, связано как с высотой климатической поясностью, так и с увеличением количества массивных блоков метаморфических льдов от древней к молодым генерациям каменного глетчера. Различия УЭС пород СТС объясняется тем, что в нижних, наиболее древних частях каменного глетчера, в заполнителе крупнообломочного материала присутствует много мелкой водонасыщенной фракции, понижающей УЭС чехла. В верхней части каменного глетчера крупнообломочный чехол практически не имеет тонкодисперсного заполнителя, что приводит к повышению УЭС.

Необходимо отметить, что метод ЭТ не всегда позволяет надежно определить мощность крупных блоков льда, если их размеры превышают размеры электроразведочной установки (235 м), и выделить под ними обводненное ложе. Это связа-

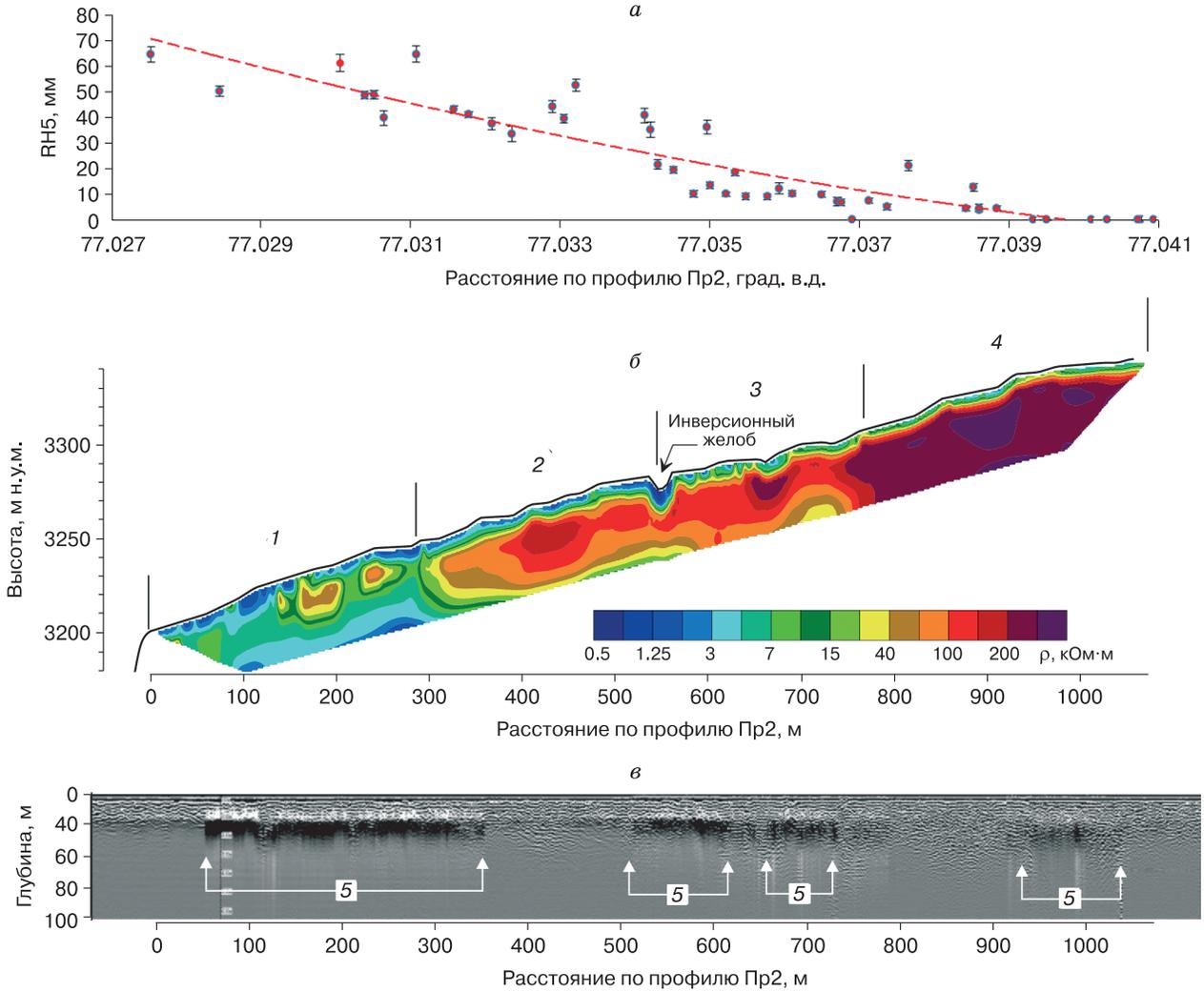


Рис. 3. Сопоставление возрастного лишенометрического индекса $RH5$ (а), геоэлектрического (б) и георадиолокационного (в) разрезов по профилю Пр2, заложенному вдоль оси каменного глетчера Городецкого от бровки фронтального откоса:

а – индекс $RH5$ и линия тренда; б – разрез удельных электрических сопротивлений (ЭТ); в – картина отражения радиоволн (ГРЛ). На геоэлектрическом разрезе выделены разновозрастные генерации каменного глетчера: 1 – нижняя (ранняя) талая и наиболее высокодинамичная; 2 – частично талая с пассивными блоками метаморфического льда; 3 – пассивная поздняя, образованная крупными блоками метаморфического льда; 4 – неактивная, образованная полями метаморфического льда с тальм ложем. 5 – участки поглощения радиоволн, соответствующие зонам интенсивного обводнения на уровне ложа каменного глетчера.

но с эффектом экранирования, когда основная доля тока растекается по относительно проводящему СТС и не проникает в слой-изолятор. Однако при совместной интерпретации результатов ЭТ и ГРЛ проблема снимается.

В общем виде анализ результатов геофизического зондирования позволяет установить следующие закономерности строения каменного глетчера Городецкого.

1. От бровки откоса вверх вдоль оси каменного глетчера наблюдается увеличение среднего УЭС, свидетельствующее о возрастании суммар-

ной льдистости каменного глетчера и понижении температуры. С высотой также уменьшается мощность сезонноталого слоя и увеличивается его УЭС из-за уменьшения количества заполнителя в крупнообломочном чехле.

2. Вертикальная и горизонтальная неоднородность геоэлектрического разреза свидетельствует о ячеистом строении нижних двух генераций, в которых ископаемые блоки метаморфических льдов с высоким сопротивлением заключены в талую высокообводненную щебне-древяно-суглинистую матрицу.

3. Мощность рыхлого грубообломочного чехла с высоким сопротивлением закономерно уменьшается от края глетчера к его истокам.

4. На протяжении всего профиля Пр2 каменный глетчер имеет талое высокообводненное ложе, характеризующееся интенсивной фильтрацией.

Температурный режим водного стока активных, неактивных и отмерших каменных глетчеров различается кардинальным образом и зависит от содержания внутреннего льда [Kraimer, 2002; Kraimer et al., 2007]. Температура водного стока активных глетчеров с большим количеством льда не превышает 1 °С, в то время как температуры стоков отмерших глетчеров, в которых лед практически полностью вытаял, выше 1.7 °С [Kraimer et al., 2007]. Кроме того, температуры стока высокольдистых глетчеров очень стабильны, а у отмерших испытывают сильные колебания в связи с изменениями температуры воздуха и осадков.

Ввиду вышесказанного весьма неожиданными оказались результаты мониторинга температуры водного стока каменного глетчера Городецкого, выполнявшегося в течение 2013–2014 гг. [Галанин и др., 2015; Galanin, Olenchenko, 2015]. Авторами было установлено три двуканальных автоматических логгера марки Нобо в три основных источника, вытекающих из-под каменного глетчера (см. рис. 1). У каждого логгера один датчик с помощью груза располагался на дне русла на расстоянии 2–3 м от подошвы фронтального откоса, второй датчик прикреплялся к крупным глыбам на расстоянии 50–60 см от уреза воды. Все датчики были запрограммированы на запись температуры с интервалом 3 ч.

В августе 2014 г. записи датчиков были сняты и проанализированы. Оказалось, что два логгера вышли из строя в результате разгерметизации при замерзании водотоков, а один датчик выполнял непрерывную запись за весь период наблюдений. Интерпретация геотермических данных показала следующее.

Активный сток каменного глетчера Городецкого начинается в первой декаде мая и заканчивается в конце октября, продолжаясь более 5.5 месяцев (рис. 4, а). Сток начинается резко (за 5–6 дней) при установлении положительной среднесуточной температуры воздуха. В период активного стока с 10 мая по 10 октября средняя температура водного стока с августа 2013 по август 2014 г. составила 1.7 °С. Температуры стока плавно росли на протяжении летнего периода и достигли максимальных значений (2.5 °С) к концу июля [Галанин и др., 2015]. В течение двух наиболее теплых месяцев (июль, август) температура стока не опускалась ниже 2.3 °С.

Плавные, но большие по амплитуде (до 0.5 °С), неритмичные колебания температуры наблюдаются в первой половине периода стока. На-

чиная с августа температура стока стабилизируется, ее амплитуды не превышают 0.1 °С.

Отмечено значительное увеличение максимальной среднемесячной температуры стока от 2.3 °С (август 2013 г.) до 2.5 °С (август 2014 г.). При этом сумма положительных температур воздуха в 2014 г. была существенно ниже, чем в 2013 г. (см. рис. 4, а).

Данные о температурном режиме стока каменных глетчеров Альп [Kraimer et al., 2007] свидетельствуют о следующем (см. рис. 4, б). У активных глетчеров (лед более 80 % объема) температура изменяется от 0 до 1 °С, у неактивных (лед менее 50 % объема) не превышает 1.7 °С, у отмерших (лед отсутствует) температура выше 1.7 °С. С учетом этих данных каменный глетчер Городецкого следует относить к разряду отмерших (см. рис. 4, б), поскольку его температура стока (2.3–2.5 °С) существенно превышает температуру, зафиксированную у отмерших глетчеров Альп. Кроме того, температура стока каменного глетчера Городецкого хорошо коррелирует с результатами геофизических исследований, свидетельствуя о талом состоянии его фронтальной генерации и незначительном содержании грунтового льда.

Однако по результатам инструментальных наблюдений и многим другим признакам каменный глетчер Городецкого является одним из наиболее активных в регионе [Марченко, 2003; Gorbunov et al., 1992].

Возраст каменного глетчера Городецкого.

Результаты геофизических исследований и наблюдения естественных обнажений свидетельствуют, что верхние, наиболее молодые и одновременно наиболее пассивные генерации каменного глетчера Городецкого содержат множество крупных блоков метаморфических льдов, унаследованных от более древнего ледника в ходе его деградации. Для точного обоснования связи между позднеголоценовыми осцилляциями ледников и формированием очередных генераций каменных глетчеров региона необходимо оценить возраст и тех, и других.

Голоценовая хронология ледниковых событий Северного Тянь-Шаня реконструирована О.Н. Соломиной и О.С. Савоскул [1997]. На основе лихенометрических и радиоуглеродных данных авторами установлены следующие периоды наступлений ледников в Северном Тянь-Шане: 1500–2000, 500–900, 200–400 и менее 100 лет назад (л.н.). При этом краевые морены первой фазы Малого ледникового периода (МЛП) находятся на 300–350 м ниже современного края ледников. В середине МЛП (400–150 л.н.) ледники сократились, но были ниже современного положения на 200–250 м [Соломина, Савоскул, 1997].

Для оценки относительного и абсолютного возраста поверхности каменного глетчера Городецкого авторами использованы приемы лихено-

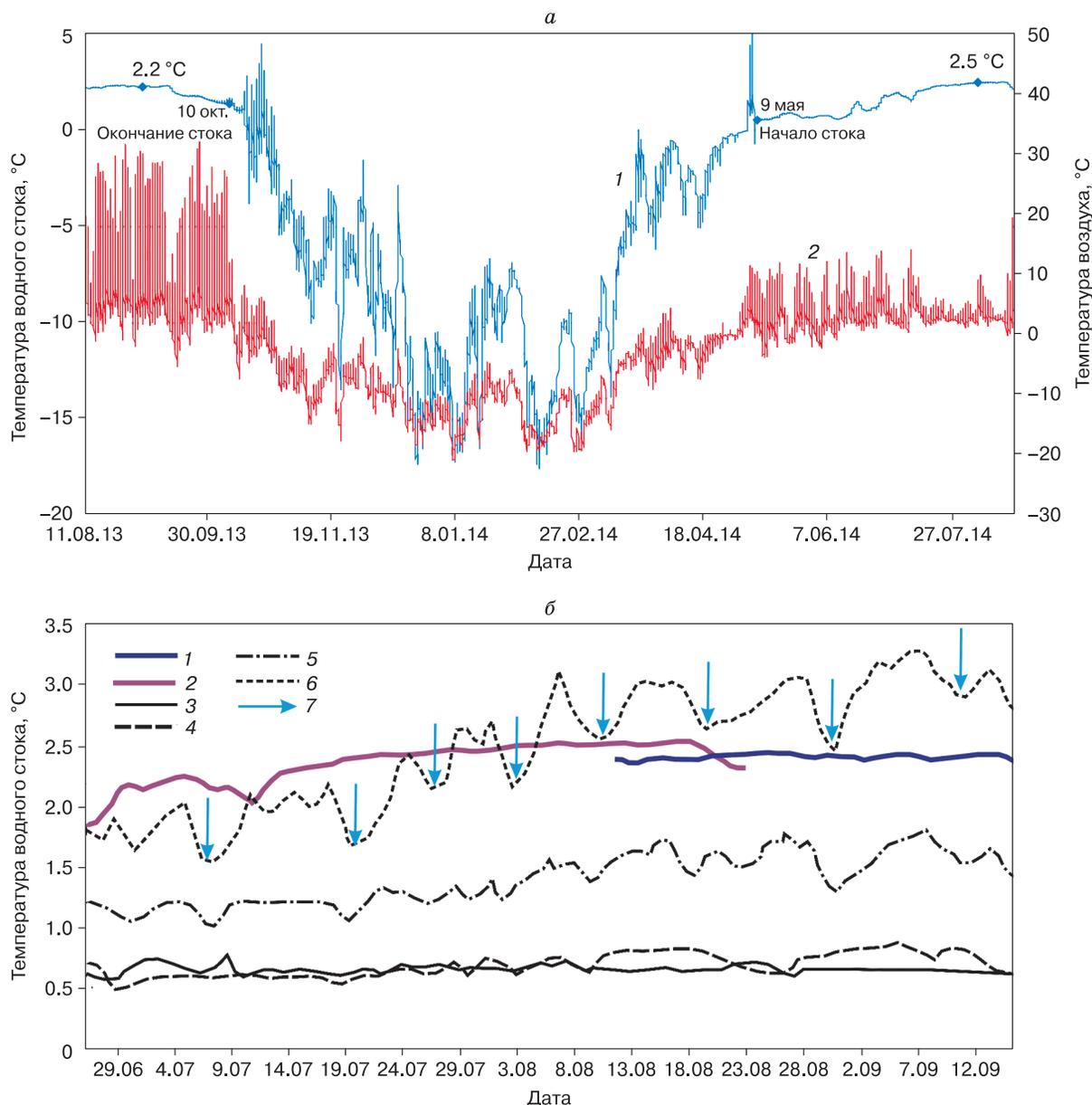


Рис. 4. Сравнение температурного режима стока каменного глетчера Городецкого (а) и каменных глетчеров разной степени активности в Западных Альпах (б) по данным [Krainer, 2002].

а – изменение температуры водного стока (1) и приземного воздуха (2) каменного глетчера Городецкого с 10.08.2013 по 20.08.2014; б – сравнение температуры водного стока каменного глетчера Городецкого (1 – 2013 г., 2 – 2014 г.) и глетчеров Западных Альп: 3 – Рейхенкар (активный); 4 – Кайзерберг (активная генерация), 5 – Сульжар (неактивный), 6 – Кайзерберг (отмершая генерация); 7 – периоды сильных дождей во время наблюдений в Альпах.

метрии и теста остаточной прочности, именуемого в зарубежной литературе Schmidt Hammer Test. Методические аспекты данного подхода хорошо известны и детально рассмотрены ранее [Галанин, Пахомов, 2010; Галанин и др., 2013].

Напомним, что в качестве лихенометрического индекса возраста (RH5), вслед за Р.А. Шейкесбай, Дж.А. Метьюс, С. Винклер [Matthews, Shakesby, 1984; Shakesby et al., 2004, 2006], авторами

использовалось среднее значение пяти наиболее крупных особей лишайника *Rhizocarpon* секции *Rhizocarpon* с желтым цветом слоевищ (далее – индекс RH5, мм). Для определения индекса RH5 исследовались особи локальных популяций на лихенометрических площадках, размеры которых составляли не более 40 × 40 м. Площадки закладывались на морфологически однородных участках каменного глетчера.

Оценка остаточной прочности экспонируемых поверхностей (далее – индекс Q , %) выполнялась с помощью цифрового молотка Шмидта марки Silver Schmidt Hammer тип N производства компании Proseq (Швейцария) одновременно с лихенометрическими измерениями на тех же площадках. Основанием применения индекса Q является допущение о том, что остаточная прочность, измеряемая в процентах от величины обратного

отскока (rebound value), уменьшается по мере выветривания обломков и связана со временем их экспонирования [Goudie, 2006]. При тестировании молотком Шмидта следует иметь в виду, что экспонируемые каменные поверхности могут фрагментарно омолаживаться в результате морозного растрескивания и шелушения. Поэтому установленные наиболее низкие выборочные оценки прочности более достоверны, чем высокие.

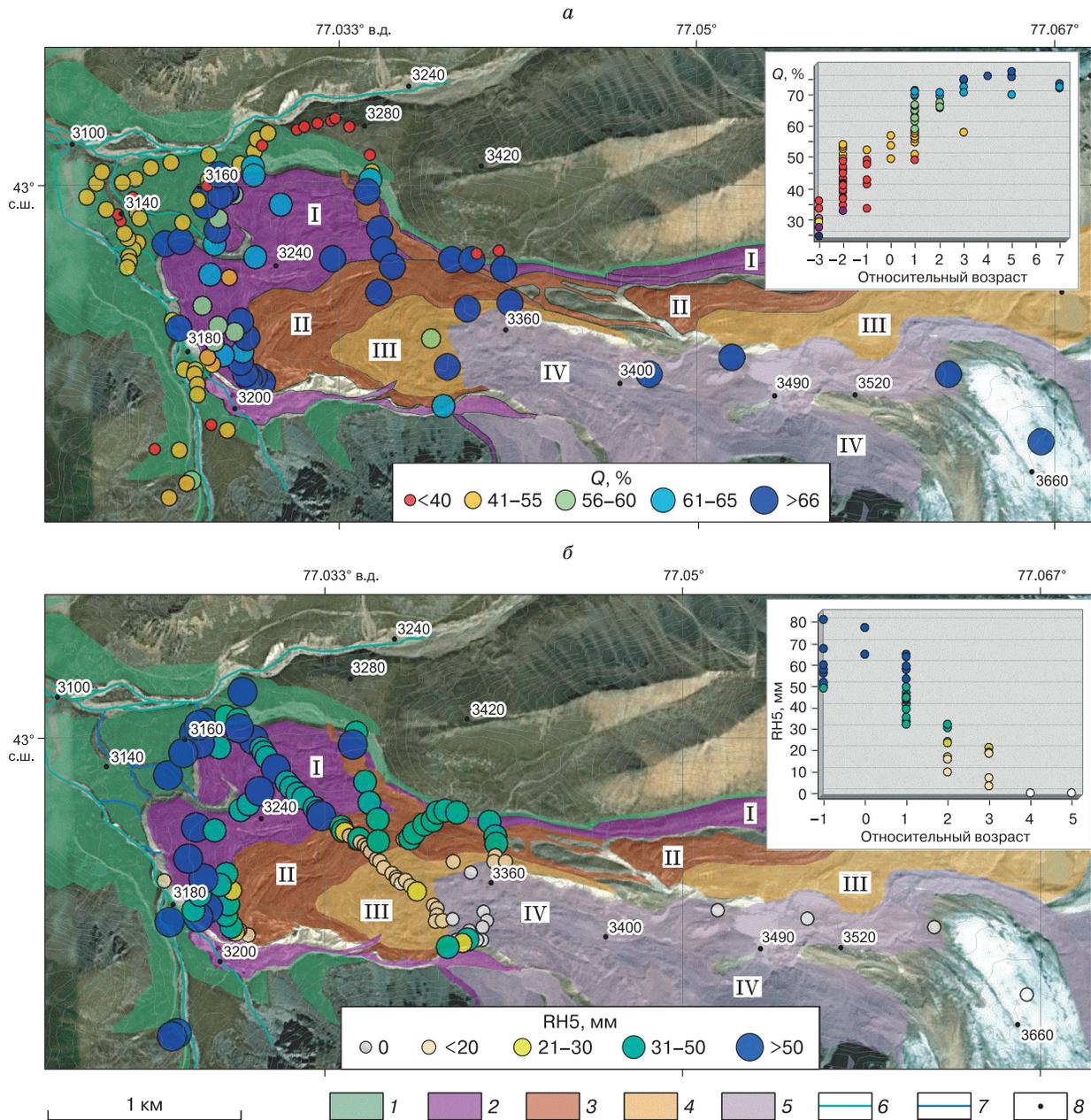


Рис. 5. Распределение возрастных индексов остаточной прочности (а) и среднего диаметра пяти наиболее крупных особей *Rhizocarpon* sp. (б) на поверхности каменного глетчера Городецкого.

1 – раннеголоценовая талая морена; 2–5 – разновозрастные генерации каменного глетчера: 2 – I фаза МЛП, 690 ± 80 л.н.; 3 – II фаза МЛП, 340 ± 65 л.н.; 4 – III фаза МЛП, 180 ± 60 л.н.; 5 – IV фаза (льдистая морена XX в. с большим количеством метаморфических льдов); 6 – водотоки; 7 – сток каменного глетчера; 8 – отметки высот.

Всего в пределах каменного глетчера Городецкого было заложено более 100 площадок, часть из которых расположена вдоль геофизических профилей (см. рис. 1, 5). На каждой площадке выполнялось обследование и измерение 30–50 наиболее крупных талломов *Rhizocarpon* sp. На площадках с низкой численностью *Rhizocarpon* sp. измерялись все встреченные особи. Для расчета величины RH5 определялось среднее значение пяти наиболее крупных особей. На каждой площадке с помощью молотка Шмидта выполнялось от 70 до 200 единичных тестов остаточной прочности и вычислялось их среднее значение (величина Q). Тестированию подвергались 6–10 случайно выбранных наиболее крупных обломков гранитоидного состава диаметром не менее 0.5 м.

Полученные результаты оценки величин Q и RH5 приведены на рис. 5. Далее мы провели группировку и осреднение значений RH5 и Q в пределах каждой предварительно выделенной генерации каменного глетчера, а также прилегающих к нему более древних морен (табл. 1).

Наиболее ярко возрастная неоднородность поверхности каменного глетчера проявляется в степени развития почвенно-растительного покрова и эпилитных лишайников. Особенно контрастируют величины RH5 и Q между краевой генерацией и более древней мореной, на которую накладывается каменный глетчер. Эти морены условно приняты за нулевую генерацию (см. табл. 1). Здесь проективное покрытие эпилитных лишайников достигает 80–90 %, наблюдаются вторичные сукцессии. Поэтому лихенометрический метод дает

лишь минимальную оценку возраста (см. табл. 1). Значение RH5 = (59.33 ± 2.5) мм близко на всех моренах, остаточная прочность Q варьирует от (30 ± 4) % на наиболее древней морене до (45 ± 6) % на морене, ближайшей к краю глетчера.

Наиболее древняя 1-я генерация каменного глетчера характеризуется проективным покровом эпилитных лишайников 40–70 %. Здесь встречаются куртины зеленых мхов, травянистых злаков и крайне редко небольшие ели высотой до 0.5 м. Значения индексов RH5 = (47.52 ± 2.56) мм и Q = (62.8 ± 6.0) % существенно отличаются от более древних морен.

Вторая генерация характеризуется более высокими значениями остаточной прочности по сравнению с первой (Q = (67.6 ± 6) %), хотя доверительные интервалы оценок слегка перекрываются. Различие в возрасте 1-й и 2-й генераций хорошо заметно в размерах эпилитных лишайников. На поверхности 2-й генерации размеры наиболее крупных особей *Rhizocarpon* sp. в два с лишним раза меньше (RH5 = (21.7 ± 1.7) мм).

На поверхности условной 3-й генерации статистика RH5 = (10.47 ± 1.23) мм, а проективное покрытие эпилитных лишайников не превышает 10 %. Остаточная прочность Q = (69.10 ± 6.53) % практически не отличается от предыдущей генерации. В пределах условно выделенных 4-й и 5-й генераций, представляющих собой перекрываемые обломочным чехлом поля “мертвых льдов”, лишайники *Rhizocarpon* sp. вообще не были установлены (RH5 = 0), а остаточная прочность достигает максимальных значений Q = 74–76 % (см. рис. 5).

Таблица 1. Распределение средних значений остаточной прочности (Q), среднего пяти максимальных особей лишайника *Rhizocarpon* sp. (RH5) и оценка возраста элементов комплексного каменного глетчера Городецкого

Компонент	Относительный возраст (номер генерации)	Кол-во измерений Q	Q ± err.	RH5	t _{RH5} , лет назад	t _Q , лет назад
<i>Ледник и ближайшие к нему льдистые морены</i>						
Край ледника (обломочный чехол)	5	195	74.83 ± 2.33	Лишайники не обнаружены	<43	
Краевая льдистая морена (обломочный чехол)	4	75	76.20 ± 1.30		<43	
<i>Каменный глетчер</i>						
3-я генерация (поздняя)	3	252	69.10 ± 6.53	10.47 ± 1.23	180 ± 60	
2-я генерация (средняя)	2	430	67.59 ± 5.24	21.74 ± 1.69	340 ± 65	
1-я генерация (ранняя)	1	1963	62.80 ± 6.00	47.52 ± 2.56	690 ± 80	
Подшва фронтального уступа	1	235	53.30 ± 3.50	47.40 ± 1.95	690 ± 70	
<i>Раннеголоценовые морены (предбореальный период)</i>						
Донная морена перед фронтальным уступом глетчера (эвратические валуны)	0	474	45.31 ± 6.43	59.33 ± 2.50	860 ± 75	10 600–11 700
Гребень краевой морены на расстоянии 200–250 м от края глетчера	0	2223	43.64 ± 4.48	Вторичные сукцессии		
То же на расстоянии 400 м от края глетчера	0	445	30.06 ± 3.76			

Для оценки минимального времени t экспонирования поверхности каменного глетчера необходима калибровка величин $RH5$ и Q . Уравнение роста *Rhizocarpon* sp. в приледниковой зоне Северного Тянь-Шаня было обосновано в работе О.Н. Соломиной и О.С. Савоскул [1997] на основе измерения лишайников *Rhizocarpon* sp. на моренах, возраст которых был определен независимо радиоуглеродным методом. Уравнение имеет вид

$$t_{RH5} = 43.2 + 13.2RH5 + 0.01RH5^2, \quad (1)$$

где t_{RH5} – время экспонирования поверхности, лет; $RH5$ – диаметр наиболее крупной особи *Rhizocarpon* sp., мм.

На основе уравнения (1) мы пересчитали величины $RH5$ в абсолютные даты (см. табл. 1), которые в целом хорошо коррелируют с хронологией ледниковых событий МЛП, установленной нашими предшественниками. Так, наиболее древняя генерация (краевая часть) имеет возраст 690 ± 80 л.н. Ее фронтальный откос (3150 м н.у.м.) находится на 350–400 м ниже краев ледников в истоках каменного глетчера. Это хорошо согласуется с данными О.Н. Соломиной и О.С. Савоскул [1997], с учетом того, что фронтальный откос несколько снизил свое положение за последние 80 лет, продвигаясь вниз по долине со скоростью 1–2 м/год.

Вторая генерация каменного глетчера имеет возраст 340 ± 65 л.н. Она расположена в пределах абсолютных высот 3250–3300 м н.у.м. и коррелирует со второй фазой МЛП. Третья, наиболее поздняя и самая пассивная генерация глетчера датирована 180 ± 60 л.н. Ее гипсометрический интервал (3300–3350 м н.у.м.) соответствует положению края палеоледника во время последней фазы МЛП.

Четвертая и пятая генерации, являющиеся истоками каменного глетчера, представляют собой забронированные щебнистым чехлом поля “мертвых льдов”, не имеющие морфологических признаков движения. Они подпруживают приледниковые озера и являются последней краевой мореной, сформированной в результате отступления ледников на протяжении второй половины XX в. Лишайников использованного нами таксона *Rhizocarpon* sp. здесь не обнаружено.

Минимальный лишенометрический возраст морены, на которую напоздает каменный глетчер, 860 ± 75 лет. Данная оценка сильно занижена, поскольку здесь ярко выражены вторичные сукцессии эпилитных лишайников, значительное выветривание поверхности. Более дряхлый облик примыкающих к каменному глетчеру морен отражается также в величине остаточной прочности Q (30–45 %), которая существенно меньше прочности обломков на поверхности глетчера

((62.8 ± 6.0) % в краевой части и (74.8 ± 2.3) % в области его питания).

Близкие диапазоны значений остаточной прочности $Q = (41.6 \pm 1.4)$ % установлены для сложенных гранитоидами морен Предбореального похолодания (11 700–10 640 л.н.) в Северной Норвегии [Shakesby et al., 2004, 2006], а также в пределах плейстоцен-голоценовых ледниковых комплексов хр. Сунтар-Хаята (44.5 ± 6.1) и (46.1 ± 6.5) % [Галанин и др., 2013]. Тестирование более ранних морен ниже по долине р. Бол. Алма-тинка показало, что их остаточная прочность не падает ниже 30–35 % вне зависимости от относительного возраста. По-видимому, эти величины Q являются предельными для каменных морфоскульптур района, сложенных гранитоидами.

Очевидно, что метод оценки возраста на основе остаточной прочности обладает более широким временным диапазоном (тысячи лет) в отличие от лишенометрии (сотни лет). В то же время его разрешение на порядок ниже. Из полученных результатов следует, что в климатических условиях приледниковой зоны Северного Тянь-Шаня применение лишенометрии ограничено возрастом 700–800 лет, что эквивалентно лишайникам *Rhizocarpon* sp. диаметром 50–60 мм. В данном интервале времени вариация остаточной прочности Q , вероятно, не столь значительна [Goudie, 2006].

Полученные результаты показывают, что в интервале МЛП (0–2000 лет) величина Q позволяет статистически достоверно отделить наиболее древние генерации ($Q = 55–65$ %) от современных ($Q = 70–80$ %). Величина Q позволяет четко дифференцировать раннеголоценовые события ($Q \ll 50$ %) от МЛП ($Q \gg 50$ %). Данные оценки правомочны для каменных морфоскульптур, сложенных крупнозернистыми гранитоидами.

Предполагая, что морены в прифронтальной части каменного глетчера Городецкого имеют возраст не менее 10–11 тыс. лет, и допуская линейный характер связи остаточной прочности и времени экспонирования [Shakesby et al., 2004, 2006; Winkler, 2005; Goudie, 2006], мы проанализировали регрессию Q/t , которая аппроксимируется уравнением

$$Q = -6.772 \ln(t_Q) + 103.48,$$

где t_Q – абсолютный возраст, лет. Это уравнение требует дополнительной верификации. Однако с учетом отмеченных выше ограничений его можно применять для грубой оценки абсолютного времени экспонирования каменных поверхностей гранитоидного состава в данном регионе.

Исследование изотопного состава ископаемых льдов и водного стока. В последние десятилетия изучение соотношения стабильных изотопов во льдах каменных глетчеров стало неотъем-

Таблица 2. Изотопный состав стока и ископаемых льдов каменного глетчера Городецкого, Заилийский Алатау

Тип образцов	Глубина, м	N	$\delta^{18}\text{O}$	δD	d_{exc}	$\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$
Сток из-под каменного глетчера (т.н. 33, 34)	20	2	-12.54 ± 0.01	-85.78 ± 1.86	14.51	6.84
Линза метаморфического льда МЛП (т.н. 71)	5	2	-13.75 ± 0.01	-93.10 ± 0.05	16.91	6.77
Лед из края ледника (т.н. 83)	2	1	-12.99	-87.45	16.47	6.73
Лед с поверхности ледника (т.н. 85)	0	1	-13.14	-95.19	9.93	7.24
Среднее			-13 ± 1	-90 ± 4	15 ± 3	6.9 ± 0.2

Примечание. N – количество исследованных образцов.

лемой частью методического арсенала зарубежных исследований [Stauffer, Wagenbach, 1990; Cecil et al., 1998; Steig et al., 1998; Krainer et al., 2007]. К сожалению, какие-либо сведения о соотношении стабильных изотопов в каменных глетчерах России и СНГ отсутствуют (цит. по: [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2011]).

В августе 2013 г. авторами было отобрано два образца водного стока каменного глетчера Городецкого в точках установки геотермических логгеров (см. рис. 1, т.н. 33, 34), два образца из ископаемого блока метаморфического льда в средней части каменного глетчера (т.н. 71) и два образца фирнового льда в краевой части ледника Городецкого (т.н. 83, 85). Точки отбора образцов приведены на рис. 1, а результаты их изотопного анализа – в табл. 2.

Соотношение стабильных изотопов во всех исследованных образцах оказалось практически идентичным. Вариации по $\delta^{18}\text{O}$ составили $-10...-14\text{‰}$, по δD равны $-85...-95\text{‰}$. Соотношения стабильных изотопов и высокий положительный дейтериевый эксцесс ($d_{\text{exc}} = 10-16$) демонстрируют атмосферное происхождение состава исследованных образцов, их высокое сходство с расплавами метаморфических льдов современных ледников региона (рис. 6).

Сходство изотопного состава стока каменного глетчера и метаморфических льдов в его истоках может свидетельствовать об отсутствии иных источников водного питания во время опробования, кроме тающих метаморфических льдов. С одной стороны, это косвенно подтверждает большое количество блоков метаморфических льдов, установленное геофизическими методами и в ходе визуальных наблюдений, и говорит о незначительных объемах иных льдов. В противном случае в результате смешения расплавов ледникового и грунтового льдов происходило бы разбавление и существенное изменение общего изотопного состава стока каменного глетчера.

С другой стороны, весьма облегченный изотопный состав стока может свидетельствовать о пока еще слабо изученных процессах изотопного фракционирования, происходящих при фильтрации стока, через толщу глетчера, охлажденную

до нулевых температур. Тяжелая вода при этом может начинать вымерзать при температурах $+1...+2\text{ °C}$ (точка замерзания дейтериевой воды $+3.4\text{ °C}$), накапливаясь в порах и на поверхностях обломков в виде инфильтрационного льда. При этом происходит обогащение стекающего остатка легкими изотопами. К подобным выводам пришел Ю.К. Васильчук с коллегами на основе лабораторных экспериментов с частичным замораживанием и оттаиванием образцов воды [Васильчук и др., 2006].

Опубликованные по каменным глетчерам результаты зарубежных исследований свидетельствуют о том, что изотопный состав слагающих их льдов аналогичен современным ледникам. Так, керн из метаморфического ядра каменного глетчера Рейхенкар (2300–2700 м н.у.м.) в Альпах характеризуется наличием зимних (облегченных) и летних (тяжелых) прослоев льда, значение $\delta^{18}\text{O}$ в которых варьирует от -12 до -17‰ [Krainer et al.,

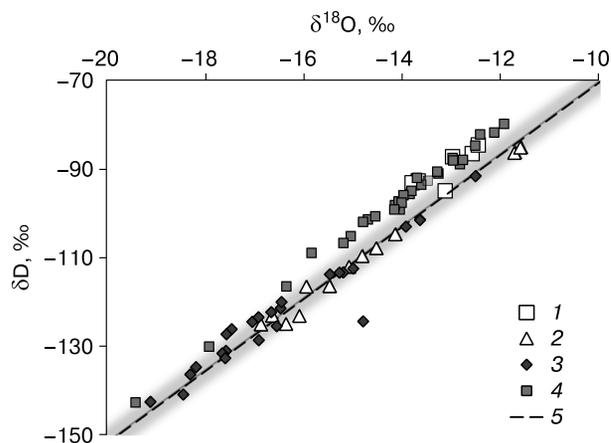


Рис. 6. Изотопный состав водного стока и ископаемого льда каменного глетчера Городецкого в сравнении с составами некоторых других типов льдов.

1 – водный сток и метаморфический лед глетчера Городецкого (август 2013 г.); 2, 3 – водный сток каменных глетчеров Горного Алтая в долине Софийского ледника в августе 2014 г. (2) и в июле 2015 г. (3); 4 – метаморфический лед из разновозрастных морен и с поверхности ледника Бол. Азау (Кавказ) [Васильчук и др., 2006]; 5 – линия равновесия метеорных вод Крейга ($\delta\text{D} = 8.13\delta^{18}\text{O} + 10.8$).

2007]. В этих же горах значение $\delta^{18}\text{O}$ в метаморфических льдах ледника Чли Титлис изменяется в интервале $-13\text{...}-16\text{ ‰}$ [Lorrain, Haeblerli, 1990]. Сходные данные получены для кернов, отобранных из ледяных ядер каменного глетчера Галена Крик (2700 м н.у.м.) в Кордильерах. Содержание $\delta^{18}\text{O}$ здесь составляет от -15 ‰ (летние слои) до -19 ‰ (зимние слои).

Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в керне ледника Иньльчек (самый крупный в Центральном Тянь-Шане) в интервале высот 4100–4400 м н.у.м. составляет -15 ‰ , а в летних осадках (снег и дождь) около -7 ‰ [Aizen V., Aizen E., 1996]. Поскольку с высотой происходит закономерное облегчение изотопного состава, можно предполагать, что среднее содержание $\delta^{18}\text{O}$ в более низко расположенных ледниках Тянь-Шаня равно $-12\text{...}-14\text{ ‰}$.

Таким образом, содержание $\delta^{18}\text{O}$ в ядрах каменных глетчеров идентично краевым частям современных ледников тех же горных районов. Это служит одним из доказательств тесной генетической связи между ними [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2011]. Более обстоятельные выводы о строении и генезисе каменных глетчеров, вероятно, могут быть сделаны на основе изучения их стока, изотопный состав которого существенно изменяется на протяжении летнего периода [Kraener et al., 2007]. Так, в пяти одновременно наблюдававшихся каменных глетчерах Альп содержание $\delta^{18}\text{O}$ оказалось очень близким, причем с мая по октябрь оно плавно возрастало с -18 до -13 ‰ [Kraener et al., 2007]. Утяжеление состава талых вод на протяжении периода стока довольно хорошо укладывается в представления о фракционировании в ходе медленного таяния метаморфических льдов, фирна и снега, что установлено также экспериментальным путем [Taylor et al., 2002]. В целом следует признать, что механизмы естественного фракционирования изотопного состава льдов и воды внутри каменных глетчеров пока остаются слабоизученными и являются важным предметом исследований ближайшего будущего.

ДИСКУССИЯ

Полученные результаты комплексного изучения каменного глетчера Городецкого плохо укладываются в рамки современных представлений о строении, происхождении и реологии каменных глетчеров в целом. Согласно этим представлениям, каменные глетчеры являются монолитно-мерзлыми телами, состоящими из грубообломочной матрицы, сцементированной преимущественно грунтовыми льдами [Горбунов, Тутков, 1989; Галанин, 2009; Barsch, 1996] и движущимися в результате вязкопластических деформаций Дж. Глена [Glen, 1952; Haeblerli, 1985; Barsch, 1996].

В действительности имеется совсем немного фактических данных о внутреннем строении ка-

менных глетчеров. Наиболее изученным в данном отношении является каменный глетчер Муртель 1 (Murtel 1) в Альпах, где по данным В. Хейберли с соавт. [Haeblerli, 1985; Haeblerli et al., 2006] пробурены три глубокие скважины (более 50 м). Здесь также пробурено несколько мелких скважин глубиной от 5 до 10 м [Barsch, 1996]. Глубокая скважина В. Хейберли с коллегами [Haeblerli, 1985], пробуренная для доказательства ледникового происхождения каменного глетчера, под рыхлым щебнисто-глыбовым поверхностным слоем вскрыла пласты чистых метаморфических льдов мощностью до 12 м. Остальная часть разреза была образована стратифицированной пачкой отложений, представленной чередованием супесчаных, суглинистых и супесчано-щебнисто-суглинистых горизонтов с небольшим количеством льда. Температура ложа глетчера оказалась близкой к нулевой.

Скважины, пробуренные Д. Баршем [Barsch, 1996], отстаивающим гипотезу исключительно мерзлотного происхождения каменных глетчеров, вскрыли принципиально иные разрезы. Им не было установлено никаких метаморфических льдов, свидетельствующих о связи с ледниками. Под рыхлым щебнисто-глыбовым чехлом выявлено чередование мерзлых супесей, суглинков, прослоев гальки и хорошо окатанного гравия, ледяных прослоев мощностью не более 1–2 м. Значительное расхождение результатов бурения, по мнению Д. Барша [Barsch, 1996], связано с тем, что исходная структура керна при бурении каменных глетчеров, как правило, оказывается нарушенной. Лед-цемент частично или полностью вытравливается при прохождении ледово-щебнистых слоев, температура которых близка к нулевой. Данный тезис представляется довольно спекулятивным, поскольку выполненный В. Хейберли [Haeblerli, 1985] комплекс геофизических исследований, включающий плотностной гамма-каротаж, однозначно свидетельствует о двучленном строении глетчера и наличии в его верхней части крупных залежей ископаемых метаморфических льдов.

Таким образом, имеющиеся прямые данные о строении каменных глетчеров пока не подтверждают наличие в их разрезах толщи монолитно сцементированных льдом щебнисто-глыбовых отложений. Но, согласно определению и представлениям о механизмах движения каменных глетчеров, именно они прежде всего должны слагать верхнюю часть их разрезов.

Результаты электрического и георадиолокационного зондирования и высокие температуры водного стока каменного глетчера Городецкого свидетельствуют об отсутствии здесь консолидированной мерзлой структуры. Наиболее активные краевые генерации каменного глетчера находятся преимущественно в талом состоянии на всю свою мощность (30–40 м). Поздние (молодые) генера-

ции каменного глетчера, не несущие ярких признаков пластических деформаций, содержат крупные блоки ископаемого метаморфического льда, слабо связанные между собой частично мерзлыми щебнисто-глыбовыми участками. Крупные блоки льда возникли не внутри каменного глетчера, а унаследованы от древнего ледника. Об этом говорят их изотопный состав, стратиграфические признаки и характер пластических деформаций.

Полученные оценки возраста каменного глетчера Городецкого также указывают на его историко-генетическую связь с палеоледником, в результате сокращения которого формировались очередные генерации каменного глетчера. Изначально эти генерации представляли собой поля “мертвых льдов”, разделенные небольшими приледниковыми озерными котловинами, в которых накапливались ленточные суглинки. Одновременно эти генерации играли роль плотин, подпруживая ледниковый сток.

Авторами достаточно надежно установлено, что количество льда в каменном глетчере Городецкого резко сокращается от молодых верхних генераций к древним краевым. Однако если следовать общепринятой теории о том, что лед в каменных глетчерах является наиболее пластичным элементом, определяющим их движение, то фронтальные генерации Городецкого должны быть наиболее пассивными.

Суммирование результатов инструментальных наблюдений за каменным глетчером Городецкого, начатых в 1923 г. Н.Н. Пальговым и продолженных в 1990–2000 гг. В.А. Зенковой, А.П. Горбуновым, С.Н. Титковым [Gorbunov et al., 1992], а затем С.С. Марченко [2003], показывает следующее (рис. 7). За 77 лет его фронтальный откос сместился вниз по долине на 72 м. Разные лопасти его фронта двигались с различной скоростью, периодически опережая и догоняя друг друга. Средняя многолетняя скорость с 1940 по 2000 г. возросла примерно в 3 раза – с 0.9 до 2.6 м/год. За тот же период края ледников в области питания глетчера отступили на 200–250 м, существенно возросла температура и повысилась нижняя граница пояса многолетнемерзлых пород.

Активное наступление установлено также для морфологически сходного глетчера Моренного [Глазовский, 1977; Черкасов, 1989], расположенного в 3 км от глетчера Городецкого, а также большинства других глетчеров района, приуроченных к разным гипсометрическим интервалам. Причем активизация их движения не может быть связана с напором вышерасположенных ледников, поскольку последние за указанный период непрерывно сокращались [Глазовский, 1977].

По данным С.С. Марченко [2003], наиболее активным в рассматриваемом районе является ка-

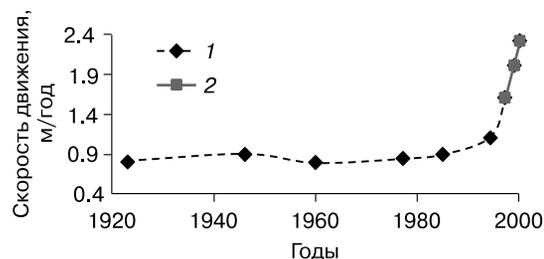


Рис. 7. Максимальные среднееголетние скорости движения фронтального откоса каменного глетчера Городецкого на основе реперных наблюдений.

1 – данные Н.Н. Пальгова, В.А. Зенковой, А.П. Горбунова, С.Н. Титкова [Gorbunov et al., 1992]; 2 – данные С.С. Марченко [2003].

менный глетчер Буркутты, максимальная скорость движения которого с 1979 по 1984 г. возросла от 5 до 14 м/год. В то же время ледник в истоках с 1969 по 1984 г. отступил на 100 м. В следующее десятилетие (1987–1997) скорость наступания фронтального откоса глетчера снова уменьшилась до 5 м/год [Марченко, 2003].

Комплексирование полученных данных позволяет в общих чертах охарактеризовать возможный механизм движения подобных образований, реализующийся на фоне современных климатических изменений и деградации горного оледенения.

Изначально очередная генерация каменного глетчера формируется на фоне резких климатических изменений, быстрого повышения фирновой границы при переходе ледника к отрицательному балансу массы. При этом происходит смещение зоны абляции вверх по леднику, а его краевая часть приобретает вогнутый поперечный профиль. Перераспределение поверхностного ледникового стока в сторону тальвега приводит к быстрому врезанию новых термоэрозионных каньонов и отчленению в краевой части нового поля “пассивных” льдов. Эти поля медленно деградируют, покрываясь щебнисто-глыбовым чехлом абляционной морены.

Одновременно в пределах слоя годовых теплооборотов активизируется широкий спектр криогенных процессов: полигональное растрескивание блоков метаморфического льда, морозная сортировка обломочного чехла, термоэрозия и суффозия. За счет большого количества вертикальных трещин надмерзлотные воды фильтруются к основанию коренного ложа. Фильтрационные процессы приводят к интенсивной боковой и подповерхностной термоэрозии ледяных блоков. Поля “пассивных” льдов начинают постепенно приобретать хаотический бугристо-ямчатый инверсионный мезорельеф, в пределах которого про-

исходит частичное перераспределение поверхностной морены в термокарстовые понижения в результате осыпания, десерпции и солифлюкции.

При определенной конфигурации долины формируются условия, когда сток вышележащего ледника частично или полностью блокируется и начинает дренироваться через морену. В результате этого деградация погребенных блоков метаморфических льдов усиливается. Освободившееся поровое пространство заполняется тонкодисперсным материалом (“ледниковой мукой”), обильно поступающим вместе с ледниковым стоком. Активное осаждение “ледниковой муки” в телах некоторых каменных глетчеров подтверждается сравнением степени мутности их стока с ледниками. Сток ледников интенсивно насыщен взвешенными частицами, его видимая мутность достигает 800–1000 NTU (нефелометрических единиц) и более. Сток каменных глетчеров характеризуется высокой прозрачностью, мутность не превышает 40–60 NTU. Если учесть, что весь ледниковый сток фильтруется через каменный глетчер, то становится очевидным, что основная часть взвешенных суглинков накапливается внутри его объема.

Данный процесс, очевидно, развивается во многих ледниковых районах Европы и Азии на фоне ускорения абляции. Интенсивно поступающий с ледниковым стоком тонкодисперсный материал становится основным источником терригенного питания многих приледниковых глетчеров.

В результате указанных процессов происходит кардинальное изменение строения и физических свойств каменных глетчеров. Главными пластическими элементами их движения становятся не блоки ископаемых льдов и лед-цемент, а талый высокообводненный суглинистый материал, заполняющий поры и пустоты и обладающий исключительными тиксотропными свойствами. Кроме того, одновременно увеличиваются общая масса каменного глетчера и объемная плотность, что приводит к возрастанию его нагрузки на ложе.

Движение таких глетчеров не подчиняется закону вязкого ньютоновского течения Дж. Глена. Различие ньютоновских и неньютоновских “жидкостей” состоит в том, что у первых вязкость постоянна и не зависит от скорости движения, а у вторых с увеличением скорости движения вязкость может значительно снижаться или, наоборот, возрастать.

Поведение тиксотропных жидкостей является неньютоновским, при ускорении своего движения они еще больше разжижаются, что, в свою очередь, еще сильнее ускоряет их движение. Среди известных неньютоновских жидкостей – незаствывающие цемент, бетон и многие другие. Неньютоновские жидкости не являются мономолекулярными, они состоят из смеси различных тонкодисперсных частиц.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате комплексного изучения каменного глетчера Городецкого было установлено следующее.

1. Каменный глетчер на всем своем протяжении не имеет консолидированной мерзлой структуры и не способен к движению за счет вязкопластических деформаций грунтового льда по известному закону Дж. Глена. Основной объем каменного глетчера образован ископаемыми блоками метаморфических льдов, унаследованных от палеоледника.

2. Каменный глетчер состоит из трех разновозрастных генераций, хорошо коррелирующих с эпизодами осцилляции горных ледников Северного Тянь-Шаня в позднем голоцене.

3. Состав стабильных изотопов водного стока каменного глетчера, ископаемых блоков метаморфического льда имеет большое сходство с составом фирнового льда современных ледников.

4. Наиболее активная нижняя генерация каменного глетчера находится в талом и высокообводненном состоянии и практически не содержит грунтовых льдов.

5. Строение каменного глетчера не соответствует классическим определениям данных образований, а закономерности его движения не подчиняются законам вязкопластического течения монолитным телом за счет деформации грунтового льда.

6. Полученные данные указывают на то, что каменный глетчер Городецкого и, вероятно, многие другие суперактивные каменные глетчеры региона представляют собой частично талые ледово-каменно-суглинистые образования, движущиеся по принципу тиксотропных жидкостей. Это объясняет внезапные ускорения их движения, специфический поверхностный рельеф, напоминающий деформации текущего бетона, гидродинамические разрывы и формирование внезапных быстродвижущихся ледово-гряжево-каменных селей.

Материалы настоящей статьи получены в результате экспедиционных работ в 2013 и 2014 гг., выполненных при поддержке Института географии Казахстана в лице директора проф. А. Медеу, сотрудников и заведующего Казахстанской высокогорной мерзлотной лаборатории ИМЗ СО РАН канд. с.-х. наук Э.В. Северского.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 11-05-00318-а, 14-05-0043514).

Литература

Васильчук Ю.К. Изотопные методы в географии. Ч. 1: Геохимия стабильных изотопов природных льдов: Учеб. пособие / Ю.К. Васильчук, А.К. Васильчук. М., Изд-во Моск. ун-та, 2011, 228 с.

- Vasil'chuk, Ju.K., Vasil'chuk, A.C., 2011. Isotope Ratios in the Environment. Part I: Stable isotope geochemistry of natural ice: Textbook. Moscow University Press, Moscow, 228 pp. (in Russian)
- Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В., Буданцева Н.А.** Изотопный состав языка ледника Большой Азау в Приэльбрусье // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 1, с. 56–68. Vasil'chuk, Yu.K., Chizhova, Yu.N., Papesh, V., Budantseva, N.A., 2006. Stable isotopic composition of the ice of Bolshoi Azau valley glacier tongue, Mt. Elbrus area. Earth's Cryosphere, X (1), 56–68. (in Russian)
- Вилесов Е.Н., Горбунов А.П., Морозова В.Н., Северский Э.В.** Деградации оледенения и криогенез на современных моренах Северного Тянь-Шаня // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 1, с. 69–73. Vilesov, E.N., Gorbunov, A.P., Morozova, V.N., Severskiy, E.V., 2006. Degradation of glaciation and cryogenesis of modern moraines in the Northern Tien-Shan. Earth's Cryosphere, X (1), 69–73. (in Russian)
- Владов М.Л.** Введение в георадиолокацию: Учеб. пособие / М.Л. Владов, А.В. Старовойтов. М., Изд-во Моск. ун-та, 2004, 153 с. Vladov, M.L., Starovoitov, A.V., 2004. Introduction to Ground-Penetrating Radar: Textbook. Moscow University Press, Moscow, 153 pp. (in Russian)
- Галанин А.А.** Каменные глетчеры северо-востока Азии: картографирование и географический анализ // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 4, с. 49–61. Galanin, A.A., 2009. Rock glaciers in northeastern Asia: mapping and geographical analysis. Earth's Cryosphere, XIII (4), 49–61. (in Russian)
- Галанин А.А.** Каменные глетчеры: вопросы терминологии и классификации // Вестн. СВНЦ ДВО РАН, 2010, № 4, с. 2–11. Galanin, A.A., 2010. Rock glacier: issues of terminology and classification. Vestn. SVNTs DVO RAN, No. 4, 2–11. (in Russian)
- Галанин А.А., Лыткин В.М., Федоров А.Н., Кадота Т.** Сокращение ледников гор Сунтар-Хаята и методические аспекты его оценки // Лед и снег, 2013, т. 53, № 4, с. 30–42. Galanin, A.A., Lytkin, V.M., Fedorov, A.N., Kadota, T., 2013. The Reduction of Glaciers Extent on the Suntar-Khayata Mts and Methodical Aspects of its Estimation. Led i Sneg, 53 (4), 30–42. (in Russian)
- Галанин А.А., Оленченко В.В., Христофоров И.И.** Новые данные о внутреннем строении, гидрологическом режиме и реологии каменных глетчеров Северного Тянь-Шаня – источников катастрофических ледово-грязекаменных селей // Фундаментальные и прикладные проблемы гидрогеологии: Материалы XXI совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Якутск, ИМЗ СО РАН, 2015, с. 369–375. Galanin A.A., Olenchenko, V.V., Khristoforov, I.I., 2015. New data on the internal structure, hydrological regime and rheology of rock glaciers of the Northern Tien-Shan, the sources of catastrophic glacial debris flows, in: Fundamental and Applied Issues in Geocryology: Proceed. of the 21st Conference on ground waters of Siberia and the Far East. IMZ SO RAN, Yakutsk, pp. 369–375. (in Russian)
- Галанин А.А., Пахомов А.Ю.** Опыт применения склерометра “Ониск 2.6.2” для датирования Мандычанского позднеледникового комплекса (Хребет Черского) // Геоморфология, 2010, № 1, с. 16–25. Galanin, A.A., Pakhomov, A.Yu., 2010. Case history of using the “Oniks 2.6.2” Sclerometer for dating of the Mandychan complex (Chersky Ridge). Geomorfologia, No. 1, 16–25. (in Russian)
- Глазовский А.Ф.** Каменные глетчеры бассейна р. Бол. Алмаатинки (Зайлиийский Алатау) // Криогенные явления высокогорий. Новосибирск, Наука, 1977, с. 85–92. Glazovskii, A.F., 1977. Rock glaciers of the Bolshaya Almaatinka River basin (Zailiyskiy Alatau), in: Cryogenic phenomena of high mountains. Nauka, Novosibirsk, pp. 85–92. (in Russian)
- Горбунов А.П.** Каменные глетчеры гор Средней Азии / А.П. Горбунов, С.Н. Титков. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1989, 164 с. Gorbunov, A.P., Titkov, S.N., 1989. Rock Glaciers of the Central Asian Mountains. IMZ SO RAN, Yakutsk, 164 pp. (in Russian)
- Горбунов А.П.** Каменные глетчеры Азии за пределами России // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 4, с. 19–28. Gorbunov, A.P., 2006. Rock glaciers in Asia outside Russia. Earth's Cryosphere, X (4), 19–28. (in Russian)
- Горбунов А.П.** Каменные глетчеры мира: общее обозрение (сообщение 3) // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 4, с. 14–23. Gorbunov, A.P., 2008. Rock glaciers of the world: A review (Report 3). Earth's Cryosphere, XII (4), 14–23. (in Russian)
- Горбунов А.П., Северский Э.В.** Крупнейший в Тянь-Шане комплексный каменный глетчер // Геоморфология, 2000, № 3, с. 48–54. Gorbunov, A.P., Severskiy, E.V., 2000. The largest complex rock glacier in the Tien-Shan. Geomorfologia, No. 3, 48–54. (in Russian)
- Иверонова М.И.** Каменные глетчеры Северного Тянь-Шаня // Работы Тянь-Шанской физико-географической станции. М., 1950, вып. 1, с. 69–88. Iveronova, M.I., 1950. Rock glacier in the Northern Tien-Shan, in: The Tien-Shan physico-geographical Station Works, Issue 1, pp. 69–88. (in Russian)
- Марченко С.С.** Криолитозона Северного Тянь-Шаня: прошлое, настоящее, будущее / С.С. Марченко. Якутск, ИМЗ СО РАН, 2003, 106 с. Marchenko, S.S., 2003. Permafrost Zone of the Northern Tien-Shan: past, present, and future. IMZ SO RAN, Yakutsk, 106 pp. (in Russian)
- Пальгов Н.Н.** Наблюдения над движением одного из каменных глетчеров хребта Джунгарского Алатау // Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1957, вып. 2, с. 195–207. Palgov, N.N., 1957. Observations on the advance of one of the rock glaciers of the Djungar Alatau ridge. Izv. AN KazSSR. Ser. geol., Iss. 2, 195–207. (in Russian)
- Рекомендации по комплексированию геофизических методов при мерзлотной съемке / ПНИИИС. М., Стройиздат, 1987, 88 с. Recommendations on the integration of geophysical methods applied to permafrost surveys. 1987, PNIIS, Stroiizdat, Moscow, 88 pp. (in Russian)**
- Соломина О.Н., Савоскул О.С.** Ледники западной и северной периферии Тянь-Шаня за 2000 лет // Геоморфология, 1997, № 1, с. 78–86. Solomina, O.N., Savoskul, O.S., 1997. Glaciers on the western and northern periphery of the Tien-Shan over 2000 years. Geomorfologia, No. 1, 78–86. (in Russian)
- Фролов А.Д.** Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов / А.Д. Фролов. Пуцдино, ОНТИ ПНЦ РАН, 1998, 515 с. Frolov, A.D., 1998. Electric and Elastic Properties of Frozen Rocks and Ice. ONTI PNTs RAN, Pushchino, 515 pp. (in Russian)
- Черкасов П.А.** Динамика каменного глетчера Низкоморенного в Джунгарском Алатау за 35 лет // Ледники, снежный

покров и лавины в горах Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1989, с. 180–216.

Cherkasov, P.A., 1989. Dynamics of Nizkomorenyy rock glacier in the Dzhungar Alatau over 35 years, in: *Ledniki, snezhny pokrov i laviny v gorakh Kazakhstana (Glaciers, Snow cover and Avalanches in the Mountains of Kazakhstan)*. Nauka, Alma-Ata, pp. 180–216. (in Russian)

Aizen, V., Aizen, E. Isotopic measurements of precipitation on central Asian glaciers (southeastern Tibet, northern Himalayas, central Tien Shan) // *J. Geophys. Res.*, 1996, vol. 101, No. D4, p. 9185–9196.

Barsch, D. *Rockglaciers*. Berlin, Springer-Verlag, 1996, 331 p.

Cecil, L.D., Green, J.R., Vogt, S., Michel, R., Cottrell, G. Isotopic compositions of ice cover and meltwater from the upper Fremont Glacier and Galena Creek Rock Glacier, Wyoming // *Geografiska Ann.*, 1998, No. 80A, iss. 3–4, p. 287–292.

Fabre, D., Francou, B., Jomelli, V., Kaiser, B., Arnaud, Y., Pouyaud, B., Smiraglia, C., Valla, F. Analyse de la structure d'un glacier rocheux du domaine tropical (Caquilla, Sud Lipez, Bolivie) // *La Houille Blanche*, 2001, vol. 3–4, p. 124–132.

Farbrot, H., Isaksen, K., Eiken, T., Kaab, A., Sollid, J.L. Composition and internal structures of a rock glacier on the strandflat of western Spitsbergen, Svalbard // *Norsk Geogr. Tidsskr – Norwegian J. Geography*, 2005, vol. 59, p. 139–148.

Francou, B., Fabre, D., Pouyaud, B., Jomelli, V., Arnaud, Y. Symptoms of degradation in a tropical rock glacier, Bolivian Andes // *Permafrost and Periglacial Processes*, 1999, vol. 10 (1), p. 91–100.

Galanin, A.A., Olenchenko, V.V. The new genetic type of super dynamic rock glaciers in Central Asia // *General, Regional and Historical Geocryology Intern. Conf. "Permafrost in XXI century: basic and applied researches"*. Pushchino, Russia, 2015, p. 113–114.

Glen, J.W. Experiments on the deformation of ice // *Glaciology*, 1952, No. 2, p. 111–114.

Gorbunov, A., Titkov, S., Polyakov, V. Dynamics of rock glaciers of the Northern Tien-Shan and the Djungar Alatau // *Permafrost and Periglacial Processes*, 1992, vol. 3, p. 29–39.

Goudie, A.S. The Schmidt Hammer in geomorphological research // *Progress in Phys. Geography*, 2006, No. 30, p. 703–718.

Haeberli, W. Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau // Hydrologie und Glaziologie*. Zurich, 1985, vol. 77, 142 p.

Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääb, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S., Vonder Mühl, D. *Permafrost Creep and Rock*

Glacier Dynamics // Permafrost and Periglacial Processes, 2006, vol. 17, p. 189–214.

Kneisel, C., Hauck, C., Fortier, R., Moorman, B. Advances in geophysical methods for permafrost investigations // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2008, vol. 19, p. 157–178.

Krainer, K. Hydrology of active rock glaciers: examples from the Austrian Alps // *Arctic, Antarctic and Alpine Res.*, 2002, No. 34 (2), p. 142–149.

Krainer, K., Mostler, W., Spötl, C. Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach // *Austrian J. Earth Sciences*, 2007, vol. 100, p. 102–112.

Loke, M.H. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys, RES2DINV Manual, IRIS Instruments, 2009. – URL: <http://www.iris-instruments.com/Support/support.html>

Lorrain, R., Haeberli, W. Climatic change in a high-altitude Alpine area suggested by the isotopic composition of cold basal glacier ice // *Ann. Glaciology*, 1990, vol. 14, p. 168–171.

Matthews, J.A., Shakesby, R.A. The status of the “Little Ice Age” in southern Norway: relative age dating of Neoglacial moraines with Schmidt Hammer and lichenometry // *Boreas*, 1984, No. 13, p. 333–346.

Maurer, H., Hauck, C. Instruments and methods geophysical imaging of alpine rock glaciers // *J. Glaciol.*, 2007, vol. 53, No. 180, p. 110–120.

Shakesby, R.A., Matthews, J.A., Winkler, S. Glacier variations in Breheimen, southern Norway: relative-age dating of Holocene moraine complexes at six high-altitude glaciers // *The Holocene*, 2004, vol. 14, No. 6, p. 899–910.

Shakesby, R.A., Matthews, J.A., Owen, G. The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments // *Quatern. Sci. Rev.*, 2006, vol. 25, iss. 21–22, p. 2846–2867.

Stauffer, B., Wagenbach, D. Stable isotopes // *Pilot analyses of permafrost cores from the active rock glacier Murtèl, Piz Corvatsch, Eastern Swiss Alps: A Workshop Rep.* / Ed. by W. Haeberli. *Arbeitsheft VAW/ETHZ*, 1990, vol. 9, p. 22–23.

Steig, E., Fitzpatrick, J., Potter, N., Clark, D.H. The geochemical record in rock glaciers // *Geografiska Ann.*, 1998, vol. 80A, iss. 3–4, p. 277–286.

Taylor, S., Feng, X., Williams, M., McNamara, J. How isotopic fractionation of snowmelt affects hydrograph separation // *Hydrol. Processes*, 2002, vol. 16, No. 18, p. 3683–3690.

Winkler, S. The Schmidt hammer as a relative-age dating technique: potential and limitations of its application on Holocene moraines in Mt Cook National Park, Southern Alps, New Zealand // *New Zealand J. Geol. and Geophys.*, 2005, vol. 48, p. 105–116.

Поступила в редакцию
20 декабря 2015 г.