

Гляциально-мерзлотные каменные образования Алтая и их изменения

Н.Н. Михайлов¹, О.В. Останин², К. Фукуи³

¹Белгородский государственный университет; ²Алтайский государственный университет, Барнаул;

³Национальный институт полярных исследований, Токио, Япония

Рассмотрены история изучения, терминология, генезис, закономерности формирования, положения, строения и эволюции гляциально-мерзлотных каменных образований в хребтах Южно-Чуйском и Южный Алтай.

История исследований

Каменные образования в горных странах, похожие на потоки и получившие название «rock glaciers» (каменные глетчеры) стали привлекать внимание исследователей более 100 лет назад. Однако описывали их попутно, и публикаций, целиком посвящённых им, немного. Длительное время изучением этих образований занимались преимущественно в Северной Америке и Западной Европе, новый этап начался после выхода в свет работы [28], в которой были обобщены имеющиеся сведения и определены дальнейшие задачи исследований. Фундаментальным трудом по каменным образованиям горных территорий зарубежом стал сборник, составленный исследователями из США, Канады, Франции, Германии и Аргентины и появившийся в 1987 г. [27].

В нашей стране на протяжении десятилетий проведён А.Ф. Глзовским [4], В.В. Зморуевым [10, 11], М.И. Ивероновой [15], А.П. Горбуновым [8] и А.А. Гланиным [2]. Итог этим исследованиям подвёл монография [9]. Гляциально-мерзлотные каменные образования Алтая рассмотрены в работе В.В. Зморуев [10, 11], Л.Н. Ивновского [12–14], А.Р. Агатовой [1] и Н.Н. Михайлов [21–23] и упоминаются во многих других публикациях. В целом к настоящему времени не считывается более тысячи работ, в той или иной степени посвящённых этим образованиям. Однако по-прежнему многие вопросы их существования остаются открытыми, хотя в последние годы в связи с активным освоением горных территорий России это стало актуальным.

Терминология и классификация

Проблемы терминологии и классификации гляциально-мерзлотных каменных образований неоднократно рассматривались в литературе [2, 4, 6, 9, 11]. По мнению А.А. Гланина [2], отсутствие единых и четких морфогенетических критериев их выделения привело к распространению сумятицы в терминах: псевдотеррасы, псевдоморены, нивально-осыпные валы, забронированные глетчеры, каменные глетчеры, комплексные каменные глетчеры, щебенчатые ледники. В англоязычной литературе отмечается ещё большее разнообразие. Непосредственный взгляд, термин «гляциально-мерзлотные каменные образования» может объединить все подобные объекты и позволяет рассматривать их с ледниковой (гляциальной), мерз-

лотной (криогенной) и обвално-осыпной (гравитационной) позиций. Однако это не приводит к единству мнений относительно морфологии, строения, динамики и особенностей развития каменных глетчеров.

По генезису и внутреннему строению на Алтае можно выделить три основных типа каменных образований: забронированные ледники, каменные глетчеры и каменные потоки. Существуют обширные горные участки с проявлением этих форм рельефа.

Каменный глетчер. Этот термин восходит к английскому «rock glacier», которым американские геологи в конце XIX в. в Скалистых горах именovali огромные скопления обломков горных пород, напоминавшие по форме долинные ледники. В 1930-х годах этот термин попал в отечественную научную литературу и достаточно прочно в ней укрепился.

Согласно Гляциологическому словарю [5], каменный глетчер — это поток каменного материала в криволинейных и наклонных, по форме отдалённо напоминающий ледник (рис. 1). В Географическом словаре [3] эта форма рельефа трактуется как скопление каменного материала (иногда с ледяным ядром) в криволинейных и наклонных, образующееся вследствие постепенного сокращения ледников или в результате массового нисходящего движения обломочного материала в условиях частой смены процессов промерзания и оттаивания



Рис. 1. Каменный глетчер на Алтае
Fig. 1. Rock glacier in Altai

грунтов. По определению одного из ведущих отечественных специалистов по каленным глетчерам А.П. Горбунов [7], каленный глетчер — это скопление сцементированного льдом грубообломочного метрилла в горах, по форме напоминающее ледники, иногда лавовые потоки, и обладающее способностью к самостоятельному движению. Л.Н. Ивановский [13] относил их к простратной форме накопления моренных отложений, К. Wahrhaftig и А. Сох [28] — к самостоятельным формам рельефа, независимым от ледников.

Напомним, что ледник — это масса льда преимущественно атмосферного происхождения, испытывающая вязкопластическое течение под действием силы тяжести и принявшая форму потока, системы потоков, купола (щита) или плывучей плиты [5]. Таким образом, каленный глетчер никак не может быть ледником, хотя некоторые черты ледника присущи и ему (течение под действием силы тяжести, вязкопластическое течение льда, форма потока). В то же время с м ледники могут приобрести черты каленных глетчеров, такие как перекрытие обломочным метриллом (осыпным и обвальным) языков и образование бронирующей морены.

Такие объекты носят название «бронируемые, или забронируемые» ледники (забронируемые глетчеры). Сторонники «ледниковой» теории считают причиной образования каленных глетчеров консервацию ледникового льда под обломочным чехлом различного происхождения, главным образом моренного [11, 14, 15]. Роль мерзлотных процессов при этом часто сводится лишь к консервации погребённых льдов в условиях сурового климата. Вместе с тем, обломочный метрилл в результате образования бронирующих морен в основном представляет обломки горных пород, поступающих с осыпями и обвалами, и лишь иногда к нему примешиваются обломки, уже испытывшие ледниковую обработку (т.е. собственно моренный метрилл). Это тот же обвално-осыпной метрилл, который формирует каленные глетчеры в других случаях. Разница заключается лишь в процессе образования каленного чехла и в происхождении льда.

Вероятно, следует согласиться с мнением Л.Н. Иванова [13] и Е.В. Мксимова [16], выделяющих забронируемые ледники как этап в развитии каленных глетчеров. Такие объекты относятся к обычным ледникам и подчиняются всем закономерностям их развития. Каленные языки этих ледников можно рассматривать как отдельные формы моренно-ледникового рельефа. Строение языка забронируемого ледника можно представить следующим: сверху располагается чехол обломочного метрилла, под которым находится мерзлое ядро, состоящее из ледникового льда.

Эволюция забронируемых ледников на современном этапе развития оледенения приводит к образованию собственно каленных глетчеров, когда в результате деградации поверхность ледников полностью

или большей частью перекрывается обломочным метриллом, сохраняя ледниковое ядро. Процесс формирования такого каленного глетчера на Алтае описан в [13]. На поздних этапах развития в нём появляются участки мёртвого ледникового льда. Очевидно, в этот период значительную роль начинают играть криогенные процессы, которые проявляются не только в верхней части обломочной толщи, но и вблизи ледникового ядра. Верхняя часть каленного глетчера ещё может быть представлена небольшим ледником, который постепенно теряет связь с нижней забронирующей частью, пока ледник не стечёт окончательно или не будет также засыпан обломочным метриллом, т.е. не исчезнет с поверхности его формирования.

В подобных случаях необходимо определить границу между забронированным ледником и каленным глетчером. Е.В. Мксимов [16] выделял ледники с моренным чехлом и относил к ним крупные ледники горных стран, языки которых только прикрыты тонким слоем осыпного и моренного метрилла, и забронированные ледники, которые в своих нижних частях покрыты мощным слоем морены.

Очевидно, забронированным ледником следует считать каленно-гляциальный объект, развивающийся как ледник и имеющий непосредственную связь с забронирующей частью. При этом бронирующий чехол предохраняет лёд от быстрого таяния в периоды деградации оледенения и способствует его простративанию вниз по горной долине в периоды активизации. Такие ледники трансформируются в каленные глетчеры при перекрытии большей частью поверхности моренно-осыпным и обвальным метриллом. Подобные образования, очевидно, могут существовать достаточно длительное время. В конечном итоге они могут перейти в разряд каленных потоков, когда ледниковый лёд будет замещён вторичным инфильтрационным, если ход природного процесса не будет нарушен активизацией оледенения. Каленные глетчеры, как правило, располагаются



Рис. 2. Каленный поток на Алтае
Fig. 2. Rock stream in Altai

ся в верховьях основных и боковых долин, в цирках и кривых боковых отрогов.

Каменные потоки не связаны с оледенением и являются исключительно мерзлотными образованиями. Обломочный материал этих объектов имеет преимущественно лавинно-осыпное и обвальное происхождение, лёд образуются в результате замерзания в каменной толще талых и дождевых вод и попадания в неё снега. Как правило, они формируются на склонах горных долин, иногда в древнеледниковых цирках и кривых в результате преобразования осыпей и обвалов под влиянием мерзлотных деформаций. Языки каменных потоков спускаются на днища долин, где обычно расширяются. Эти объекты, на наш взгляд, не следует называть каменными глетчерами, так как они не имеют отношения к ледникам, хотя и могут иметь сходные черты в своём развитии [12–14] (рис. 2).

Время образования и эволюция

Условия для зарождения гляциально-мерзлотных каменных образований сложились ещё в конце плиоцена и периодически возникали в течение всего плейстоцена. Однако доголоценовые объекты почти не сохранились [26]. Образование каменных глетчеров чаще всего относят к послеледниковую — голоцену [8, 9, 12, 13, 17, 25, 26]. Н. Тянь-Шане А.П. Горбунов [7] выделил два периода их формирования: 2–4 и 4–8 тыс. л.н. В основном попытки датирования этих образований сводятся к нахождению их относительного пространственного расположения среди плейстоценовых и голоценовых ледниковых морен [9], а также в системе высотных уровней днищ каньонов [2]. Появление забронированных ледников на Алтае мы относим к позднему голоцену [18–20], т.е. к последним 2500 год м.

Наиболее крупные каменные глетчеры неслись формировались в конце позднего неоплейстоцена, после максимума последней ледниковой эпохи. Они имеют несколько напольющихся друг на друга обломочных генераций и встречаются на Тянь-Шане (например, каменный глетчер Бытый в Киргизском Алтае). На Алтае подобных образований мы не обнаружили. Их формирование здесь следует отнести в основном к среднему голоцену, когда ледники в большинстве своём деградировали и исчезли. Это подтверждает и тот факт, что некоторые каменные глетчеры либо частично, либо полностью перекрыты моренным материалом ледникового периода. Судя по незадернованным фронтам и поверхностям некоторых каменных глетчеров, очень малому количеству или отсутствию на них лишайников, активно развиваясь они стали с началом современной регрессивной стадии существования ледников.

Каменные потоки имеют разный возраст. Некоторые на более низкорасположенные образования, например, в долине р. Талдуры (Южно-Чуйский хребет), выходящие за пределы максимума морен последнего (второго позднеплейстоценового) оле-

денения, могли возникнуть в позднеплейстоценовое время и развиваться на протяжении последнего оледенения и голоцена. Однако большинство каменных потоков расположены в зонах воздействия этого оледенения. Поэтому не только их формирования можно отнести к периоду его деградации и голоцену [18–20].

Современные климатические изменения привели к активизации каменных потоков. Иногда они «сползают» со склонов и «наступают» на лесные массивы, деформируя и ломая стволы деревьев и частично либо полностью погребая их. В 2004 г. в центре фронтальной части одного из активных потоков, расположенного в долине р. Аккол (Южно-Чуйский хребет), на уступе были отобраны два небольших фрагмента древесины, в 2006 г. в долине р. Криво-Оук — один образец. Их возраст, по радиоуглеродным данным, составил 550 ± 20 лет, или 548 ± 21 (PLD-4800), 295 ± 20 лет, или 293 ± 21 (PLD-4799), и 1300 ± 25 лет (COAH-7143), соответственно. Расположение фрагментов в центре фронтальной части каменного потока даёт основание предполагать, что деревья могли произрастать на его поверхности и были прирваны каменным материалом в периоды активизаций.

Деревья, растущие на поверхности каменных потоков и в понижениях между наплавами, имеют разный возраст, но все они сильно деформированы. При разрушениях верхней границы лесного массива на склонах долин каменными образованиями её восстановление на прежних высотных уровнях по каменной поверхности происходит очень медленно. Молодые генерации деревьев встречаются только в нижних частях потоков, что говорит о большей скорости сползания на текучих форм, чем появления древесной растительности.

Методы исследования

На Алтае можно выделить целые горные участки с гляциально-мерзлотными каменными образованиями. Однако они всё ещё плохо изучены. Об их географическом распространении и некоторых особенностях формирования можно узнать из немногочисленных работ [1, 10, 11, 13, 15; и др.].

Наше исследование включило описание пространственного положения каменных глетчеров и потоков, их современного состояния, выявление терморостовых процессов, наблюдение за движением фронтов и поверхности, а также термическим режимом в верхней части толщи (до горизонтальной многолетней мерзлоты), и определение некоторых параметров [23].

Идентификация гляциально-мерзлотных каменных образований выполнялась с помощью стандартных дистанционных и полевых методов гляциогео-морфологического анализа и картографирования. К основным морфологическим признакам изучаемых объектов отнесены следующие: подковообразная в плане выпуклая и текучая форма; фронтальный уступ, закрывающийся осыпным шлейфом; напорные и

уд рные в лы у его основ ния; н тѣчные ступени, созд ющие х р ктерный ложбинно-грядовый рельеф, н личие во фронт льной ч сти множеств ручьѣв и ключей и м ргин льных к н лов между коренным склоном и боковым уступом [24].

Х р ктерн я особенность гляци льно-мерзлотных к менных обр зов ний — их движение. Н Алт е н блюдения з их дин микой до сих пор не проводилось. В 2003—2005 гг. перед фронт льными уступ ми пяти выбр нных потоков, р сполженных в долине р. Аккол, мы ежегодно проводили теодолитные съѣмки их фронтов. Это позволило сост вить к ртосхемы р сположения гляци льно-мерзлотных к менных обр зов ний н Алт е и сост вить их к т лог. В этой же долине н высоте 2570 м н поверхности к менного поток были уст новлены темпер турные с мописцы, которые фиксиров ли темпер туры в толще грунтов н глубин х 0; 0,5; 1; 1,5 и 2 м с вгуст 2003 г. по июль 2006 г.

Результаты исследований

Н ибольшее количество гляци льно-мерзлотных обр зов ний н Алт е выявлено в Южно-Чуйском, Северо-Чуйском хребт х Центр льного Алт я и хр. Южный Алт й. Для хребтов Южно-Чуйский и Южный Алт й мы сост вили схемы их р спростр нения. Н первом из них обн ружено 334 объект , н втором — 481, из них к менных глетчеров — 99 и 203, к менных потоков 118 и 103 и к менных комплексов 117 и 175 соответственно. Комплексы к менных потоков — это слив ющиеся к менные потоки, которые обр зуют присклоновые поля, в которых трудно выделить отдельные сост вляющие. Сумм рн я площ дь всех этих обр зов ний н Южно-Чуйском хребте сост вляет 106,4 км², н Южном Алт е — 156,7 км², из которых н долю к менных глетчеров приходится 40,4 и 69,6 км², н долю потоков — 16,9 и 15,4 км² и н долю комплексов — 49,1 и 71,7 км² соответственно. Выяснилось, что в целом гляци льно-мерзлотные к менные обр зов ния в хребт х р спростр нены дост точно р вномерно и не формируют центров концентрации.

Широтное простир ние хребтов, господство з п дных и юго-з п дных ветров определяют условия существов ния исследуемых объектов. Почти 70 % из них имеют северную, северо-з п дную и северо-восточную экспозиции, т кже более бл гоприятные и для многолетней мерзлоты. Н именьшее число гляци льно-мерзлотных обр зов ний р спол г ется н юго-з п дных, южных и юго-восточных склон х. З висимость от экспозиции проявляется и в формиров нии тип гляци льно-мерзлотных к менных обр зов ний. Т к, к менные глетчеры в основном х р ктерны для северных и северо-восточных склонов (з тенѣнных подветренных), к менные потоки и комплексы — северных и северо-з п дных (з тенѣнных н ветренных), что отр ж ет р зные условия их формиров ния. С н ветренных склонов снежный покров смет ется, в результ те подстил ющ я

поверхность подвержен большому промерз нию, и преимущественное р звитие получает мерзлотн я сост вляющ я, снег ккумулируется н подветренной стороне, и здесь преобл д ет гляци льн я сост вляющ я.

Особенности строения долин т кже ск зыв ются н облике к менных обр зов ний. Н пример, в долине р. Т лдуры их р спростр нение прерыв ется выход ми коренных пород и н руш ется изгиб ми с мой долины (изменяется экспозиция склонов). К менные потоки н ходятся н большем уд лении от крупных современных центров оледенения (1200 м), чем к менные глетчеры. Высотные пределы р сположения гляци льно-мерзлотных к менных обр зов ний н Южно-Чуйском хребте были определены: для долины р. Т лдуры — от 2000 до 2500 м, в долине рек Аккол и К р -Оюк — 2300—2500 м.

Продолж ющееся движение этих обр зов ний з фиксиров но к к по косвенным призн к м («пьяный» лес, отдельные н клонные или уп вшие деревья, н порные в лы, осып ющийся фронт и др.), т к и по инструмент льным н блюдениям (теодолитным съѣмк м). Съѣмки проводились в долине р. Аккол н высот х 2550 м (з двумя поток ми) и 2300 м (з тремя поток ми). Некоторые потоки предст вляют собой новые генер ции н пльвов (с нез дернов нной поверхностью, фронт льным уступом, з к нчив ющимся осыпным шлейфом), которые «н полз ют» н более поздние (з росшие тр вянистой р стительно-стью, куст рник ми и деревьями, с неосып ющимся и выположенным фронт льным уступом). К менные потоки № 2 и 3 не перекрывают более поздние, формируются н их поверхности. Скорость н полз ния невысок (3—4 см/год), и н пр вления движений контрольных точек теодолитной съѣмки х отичные. К менные потоки № 1 и 4 целиком перекрывают поздние обр зов ния, скорости их движения выше — 15—20 и 9—10 см/год соответственно. Н пр вления контрольных точек не х отичные, в большинстве случаев н пр влены вниз по склону.

Поток № 1 среди всех выделяется не только большими скоростями, но и внешним видом. Его язык д льше других спуска ется вниз по склону, полностью не з дернов н, в верховьях видны свежие сколы к мней, в нижней ч сти из-под фронт вытека ют четыре ручья. К менный поток № 5, судя по внешним призн к м (плотно з дернов нный к менный м тери л, з росший тр вянистой р стительно-стью), испытыв ет д вление р сполженных выше молодых генер ций. В его фронт льной ч сти обр зов лись поперечные трещины и в некоторых мест х осып лся к менный м тери л. З фиксиров но перемещение контрольных точек со скоростью 3—5 см/год вниз по склону и немного в стороны. Следов тельно, в процессе движения к менных глетчеров и потоков изменяется микрорельеф прилег ющих к ним территорий. Н блюд ются деформ ции подстил ющей поверхности (у основ ния фронт льного уступ обр зует-ся в л из мятой дернины), в большинстве случаев

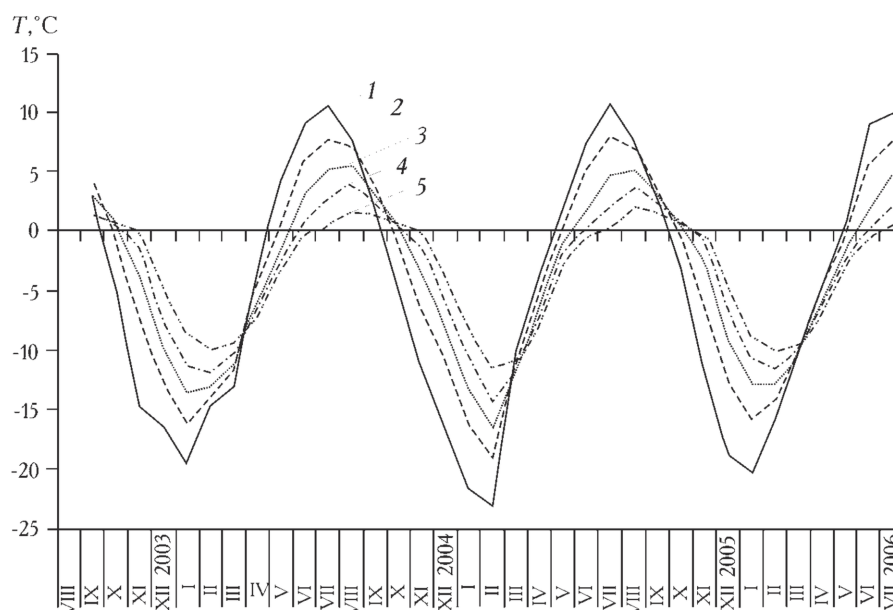


Рис. 3. Средняя месячная температура грунта с августа 2003 г. до июля 2006 г. на разной глубине, м: 0 (1), 0,5 (2), 1,0 (3), 1,5 (4) и 2,0 м (5)

Fig. 3. Mean monthly temperature from August 2003 until July 2006 at different depths of ground, m: 0 (1), 0.5 (2), 1.0 (3), 1.5 (4), and 2.0 m (5)

их погребет мтери л, который тр нспортируется глетчером или к менным потоком.

Н поверхности почвы минимум средней месячной температуры отмеч лся в январ е в 2004, 2006 и в февр ле 2005 гг., м ксимум — в июле 2004, 2005 и 2006 гг., что повторяет з кономерность р спределение её среднемесячных зн чений. В зимние месяцы поверхность почвы холоднее воздух в среднем н 1 °С (в январ е 2004 г. н 2,4 °С). Во время исследований в долине р. Аккол в февр ле 2006 г. было уст новлено, что зимой формируется м ломощный снежный покров. Н днище долины и н зн чительных площ дях склонов он вовсе отсутствует.

Минимум средних месячных температур грунтов зимой 2003/04 и 2005/06 гг. смещ лся от январ я к февр лю, в 2004/05 г. отмеч лся в февр ле, м ксимум смещ лся от июня к июлю. Н ибольш я мплитуд средних месячных температур н блюд лсь в ноябре 2003 (14,6 °С), январ е 2005 (13,5 °С) и дек бре

2005 гг. (13,9 °С), н именьш я — в сентябре 2003 г. (1,2 °С), при переходе от м рт к прелю 2004 г. (0,1 °С), в сентябре 2004 (0,6 °С), м рте 2005 (0,7 °С), сентябре 2005 (1,3 °С) и м рте 2006 гг. (0,4 °С) (рис. 3).

Первые з морозки н поверхности почвы были з фиксиров ны в июле 2004 г. и июне 2005 и 2006 гг. Грунты промерз ют и отт ив ют постепенно: для устойчивого переход температур через 0 °С в сторону понижения от поверхности до глубины 2 м осенью потребов лся 60—61 день (2003—2005 гг.), весной в сторону повышения — 50 дней в 2004 г. и 67 дней в 2005 г. Продолжительность период отт ив ния с глубиной в целом увеличив ется (т блиц), но н глубине 2 м в течение всего период н блюдений грунты дольше всего ост в лись при отриц тельной температуре.

Закключение

В горных долин х и хребт х юго-з пдного, юго-восточного и центр льного Алт я были исследов ны особенности формиров ния, р спростр нения и р звития крупноглыбовых обр зов ний, р сположенных в нив льно-гляци льной зоне высокогорий, к которым мы относим з брониров нные ледники, к менные глетчеры и к менные потоки. Н Алт е можно выделить обширные горные уч стки с ткими обр зов ниями. Всего только в двух хребт х — Южно-Чуйском и Южный Алт й — выявлено 815 объектов, из них 302 к менных глетчер , 221 к менный поток и 292 к менных комплекс .

Сумм рн я площ дь гляци льно-мерзлотных к менных обр зов ний сост вил 263,1 км², из них н долю к менных глетчеров приходится 110,0 км²,

Т блиц
Продолжительность период отт ив ния грунтов в 2004 и 2005 гг. в долине р. Аккол, Южно-Чуйский хребет

Глубин грунт , м	Число дней в году	
	2004	2005
0,0	33	98
0,5	147	158
1,0	152	166
1,5	165	178
2,0	147	138

потоков — 32,3 км² и комплексов — 120,8 км². В целом они распространены достаточно равномерно и не образуют центров концентрации. Почти 70 % типов образований имеют северную, северозпадную и северо-восточную экспозиции, более благоприятные и для развития многолетней мерзлоты. В зависимости от экспозиции различаются и типы гляциально-мерзлотных комплексов образований. Северные и северо-восточные склоны (затененных, подветренных), к ним относятся и комплексы — северных и северозпадных (затененных, подветренных). Наблюдения свидетельствуют о продолжающемся движении к ним потоков и об увеличении периода оттаивания грунтов в их вершинной части.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты №05-05-64815 и частично №08-05-00870, контракт МК-2606.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агатов А.Р., Вн Хьюл В., Мистрюков А.А. Динамика ледника Софийского (Юго-Восточный Алтай): последний ледниковый максимум — 20 век. — Геоморфология, 2002, № 2, с. 92 — 105.
2. Гланин А.А., Глушков О.Ю. К нимные глетчеры северо-восток Азии. — МГИ, 2005, вып. 98, с. 30 — 43.
3. Географический энциклопедический словарь: понятия и термины. М.: «Советская энциклопедия», 1988, 433 с.
4. Глзовский А.Ф. К нимные глетчеры (состояние проблемы). — Криогенные явления высокогорий. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 59 — 72.
5. Гляциологический словарь. Под ред. В.М. Котляков. Л., Гидрометеоздат, 1984, 528 с.
6. Гобеджишвили Р.Г. К нимные глетчеры Грузии. — Сообщения АН Грузинской ССР, 1978, т. 90, № 1, с. 93 — 96.
7. Горбунов А.П. Криогенные явления Памиро-Алтая. — Криогенные явления высокогорий. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 5 — 25.
8. Горбунов А.П. К нимные ледники. Новосибирск, «Наука», 1988, 110 с.
9. Горбунов А.П., Тутков С.Н. К нимные глетчеры гор Средней Азии. Якутск, Институт мерзлотоведения СО АН СССР, 1989, 164 с.
10. Зморуев В.В. К нимные потоки в Катунском хребте (Центральный Алтай). — Тр. ВСЕГЕИ (Мтери лы по четвертичной геологии и геоморфологии), 1963, т. 90, с. 126 — 133.
11. Зморуев В.В. О строении и происхождении к нимных глетчеров. — Изв. ВГО, 1981, т. 113, вып. 6, с. 479 — 484.
12. Изновский Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л., «Наука», 1967, 263 с.
13. Изновский Л.Н. К нимные глетчеры и их возраст на Алтае. — Вопросы динамической геоморфологии. Иркутск, 1977, с. 125 — 137.
14. Изновский Л.Н. Экзогенная литодинамика горных стран. Новосибирск, «Наука», 1993, 160 с.
15. Иверонов М.И. К нимные глетчеры Северного Тянь-Шаня. — Тр. Института географии АН СССР, 1950, т. 45, с. 69 — 88.
16. Мксимов Е.В. Бронированные ледники и их происхождение. — Динамика природных процессов горных стран. Л., 1977, с. 84 — 92.
17. Мрченко С.С. Криолитозон Северного Тянь-Шаня: прошлое, настоящее, будущее. Якутск, Институт мерзлотоведения СО РАН, 2003, 106 с.
18. Михйлов Н.Н. Горное оледенение Алтая и Тянь-Шаня в плейстоцене. — Состояние и развитие горных систем. Мтери лы науч. конф. по монтологии. СПб., 2002, с. 105 — 110.
19. Михйлов Н.Н. Позднеплейстоценовое оледенение северо-западной Монгольского Алтая. — Изв. РГО, 2002, т. 134, вып. 6, с. 34 — 42.
20. Михйлов Н.Н. Последний ледниково-межледниковый цикл и его роль в формировании предствлений о плейстоценовых оледенениях Алтая. — География и современность, вып. 10. СПб., 2004, с. 15 — 20.
21. Михйлов Н.Н., Остнин О.В. «К нимные глетчеры» Алтая как формы криогенно-склоновых и гляциальных процессов. — Изв. Алтайского гос. ун-та, сер. Химия, география, биология, 2004, № 3 (33), с. 11 — 15.
22. Михйлов Н.Н., Остнин О.В. «К нимные глетчеры» как формы криогенно-склоновых и гляциальных процессов. — Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования. Мтери лы 28-го пленума Геоморфологической комиссии РАН. Новосибирск, 2004, с. 185 — 187.
23. Михйлов Н.Н., Остнин О.В., Ктпро Ф. «К нимные глетчеры» Алтая и перигляциальные процессы. — Университетская география. Мтери лы юбилейной науч. конф. М., 2005, с. 177 — 183.
24. Симонов Ю.Г., Волков В.Ю. К нимные глетчеры перигляциальной зоны Зилийского Алтау (Северный Тянь-Шань). — МГИ, 2004, вып. 96, с. 147 — 151.
25. Суслов В.Ф. К нимные глетчеры Кичик-Алтая. — Вопросы гляциологии Средней Азии. Тр. САННИГМИ, 1966, вып. 27 (42), с. 13 — 17.
26. Тутков С.И. К нимные глетчеры Тянь-Шаня. Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. Якутск, Институт мерзлотоведения СО РАН, 1987, 21 с.
27. Vitek J.D., Glardino J.R. et al. A bibliography on rock glaciers. Oklahoma State University, 1987, 48 p.
28. Wahrhaftig K., Cox A. Rock glaciers in the Alaska Range. — Bull. of Geol. Soc. Amer., 1959, v. 70, № 1, p. 383 — 436.

SUMMARY

Glacial-permafrost stone formations in Altai are considered. Among them the stone-covered glaciers, rock glaciers and stone streams are allocated. In the Altai, rock glaciers and stone streams prevail. Among stone streams the stone complex-streams are greatly developed. The dependence of glacial-permafrost stone formation on the slope exposition supplying fragmental material is established. Stone streams move with velocity from 0.03 up to 0.2 m/years (this is defined by an instrumental way).