

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПРИРОДНЫХ ОБСТАНОВОК ПРОШЛОГО В УСЛОВИЯХ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ АЛТАЯ¹

О.В. Останин*

В данной статье рассмотрены особенности использования торфяных отложений, глетчерных и погребенных льдов для реконструкций палеообстановок горных территорий. Приводятся данные наблюдений за термическим состоянием грунтов каменных глетчеров. Анализируется терминологический аппарат: каменные глетчеры рассматривают как ледниковые (гляциальные), мерзлотные (криогенные) и обвально-осыпные (гравитационные) образования.

На современном этапе изучения горных регионов важна не только реконструкция динамики гляциальных и перигляциальных ландшафтов, охватывавших в неоплейстоцене высокогорные и среднегорные районы, но и выявление последовательности событий, происходивших при деградации оледенения и мерзлоты (во время межледниковий и особенно и послеледниковое время). Считалось, что в горах недостаточно подходящих объектов для решения этой задачи, поэтому планомерных исследований не проводилось.

Исследования последних десятилетий показали, что такие объекты в горах имеются и их не так уж мало [15]. К их числу относятся торфяные болота, озера, различные формы криогенного рельефа, находящиеся как в древнеледниковых областях, так и за их пределами. Для реконструкции палеообстановок горных территорий могут быть использованы торфяные отложения, озерные осадки и прослойки растительного детрита, погребенные и современные почвы, а также глетчерные и погребенные льды.

В горах наиболее благоприятными для образования озер и болот являются речные долины, внутригорные и межгорные впадины и формы рельефа, выработанные оледенением (плато, покрытые мореной ледниковые цирки и кары и др.). Болотообразованию способствует и значительное количество осадков, выходы грунтовых вод. Велика роль криогенных форм рельефа, связанных с развитием термокарста, образованием каменных глетчеров, потоков и др. Вместе с тем, несмотря на столь обнадеживающую картину, Алтай в этом отношении пока исследован весьма слабо (за исключением некоторых отдельных участков).

Осадки современных озер Алтая в палеогеографическом отношении в настоящее время изучены недостаточно. Из известных работ можно упомянуть, пожалуй, только работы П.С. Бородавко по Центральному Алтаю [5, 6, 22] и серию работ по Монгольскому Алтаю [7, 8, 9 и др.]. В то же время осадки древних озер на территории Алтая изучены и продолжают изучаться. Прежде всего, это осадки известного палео-Чуйского озера (разрезы Чаган-Узун), древнего Аккольского озера, долины р. Джазатор (Южно-Чуйский хребет), озер

¹ Работа подготовлена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 05-05-64815). Автор выражает благодарность Н.Н. Михайлову за помощь в проведении исследований, за ценные замечания и рекомендации.

* © О.В. Останин, Алтайский государственный университет, 2006

в долине р. Кочурлы (Катунский хребет), древних озер Бертекской котловины (хребет Южный Алтай и массив Табын-Богдо-Ола).

Имеющиеся данные о болотах Алтая, Саян и горной Тувы весьма разрозненны и немногочисленны. Торфяники встречаются здесь в долинах, на склонах хребтов, однако они имеют незначительную мощность – до 1-1,5 м. Часто встречаются они в альпийском высокогорье на месте бывших озер и у выходов грунтовых вод, где образуют комплексы присклоновых, «текучих» торфяников (например, присклоновые торфяники долин рр. Толайты и Мугур в горном массиве Монгун-Тайга, рр. Аккол, Тархата и др. в Южно-Чуйском хребте). В Юго-Восточном Алтае, на плоских вершинах гольцов Саян, выше верхней границы леса, в хребтах Чихачева и Шапшальском на высотах более 3000 м распространены мохово-лишайниковые болотистые тундры. Однако мощность торфа и в этих случаях невелика. Заболоченные территории часто встречаются во впадинах Алтая и Тувы.

Максимальные мощности торфяных залежей встреченных и исследованных нами торфяников не превышают 4 м (хребет Южный Алтай, Бертекская котловина на Юго-Восточном Алтае, Теректинский хребет, Улаганское плато, Ештыкольская котловина на Центральном Алтае, горный массив Монгун-Тайга).

Активному процессу озерообразования и последующего заиливания и заторфовывания котловин этих озер способствует широкое развитие на Алтае многолетней мерзлоты. Это же обстоятельство является причиной формирования специфических форм криогенного рельефа - бугров пучения. Пучение грунтов характерно для многих впадин Алтая (Чуйская, Абайская, Курайская, Бертекская и др.) и Тувы (Тоджинская, Убсунурская, Тура-Уюкская, Хандагайтинская и др.). Процессу пучения подвергаются и торфяные, и торфяно-минеральные, и чисто минеральные грунты.

Проблема, которую можно решить при изучении бугров пучения, связана с определением их возраста или времени начала процесса пучения. Обычно возникновение торфяных, торфяно-минеральных или минеральных бугров пучения связывают с более холодными климатическими эпохами. На севере Западной Сибири установлен различный возраст торфяных бугров: от 4-3 до 0,5-1 тыс. лет [22 и др.]. Для Алтая определен возраст бугров пучения (тебелеров), состоящих из озерных и озерно-аллювиальных осадков, во внутригорных впадинах в интервале 4300-2000 лет [17, 18].

Исследованные нами наиболее мощные торфяные залежи на Юго-Западном Алтае имеют возраст около 9 тыс. лет (Верхне-Каракабинская впадина, мощность торфа 2,80 м); на южном склоне Теректинского хребта – 7,5 тыс. лет (впадина верховьев р. Юстик, мощность торфа 3,90 м); на северном склоне Северо-Чуйского хребта – 4-4,5 тыс. лет (оценочная дата по спорово-пыльцевым материалам) (Ештыкольская котловина (Шавлинская), мощность торфа до 4 м, исследованная 1,5 м). Большинство торфяных залежей связаны с процессами пучения. Время начала промерзания торфяников в первом и во втором случае определяется концом I – началом II тысячелетия нашей эры (время прекращения процесса образования торфа). Эта эпоха промерзания грунтов, очевидно, связана с последним глобальным похолоданием климата, проявилась в ледниковой истории как «малый ледниковый период». К этому же времени относится возникновение небольших торфяно-минеральных бугров пучения в Абайской впадине [14].

В условиях широкого развития многолетнемерзлых пород значительно затруднены палеогеографические реконструкции, прежде всего из-за сложности вскрытия промерзших отложений, из-за возникновения криогенных дислокаций и нарушения сплошности толщи. Однако все-таки в ряде случаев для этих целей могут быть использованы бугры пучения [21, 22]. Пучение грунтов выводит на дневную поверхность торфяные и озерные отложения, обнажая их. Опробование и палеоботанический анализ позволяют реконструировать условия накопления этих осадков. В ряде случаев это единственные рыхлые осадочные толщи, позволяющие восстановить условия прошлого. Например, бугры пучения озерных отложений в долине р. Толайты (южный склон горного массива Монгун-Тайга), торфяные бугры Верхнекаракабинской (Юго-Западный Алтай) и Верхнеюстикской (Центральный Алтай) впадин, бугры пучения Ештыкольских впадин на северном склоне Северо-Чуйского хребта. Изучение разрезов периферических наиболее оттаявших участков бугров пучения позволяет восстановить историю развития растительности и изменения климата в этих горных районах на последних этапах развития природы.

В рамках рассматриваемой проблемы нами в 2003-2006 гг. совместно с коллегами из Национального института полярных исследований (Япония) проводились наблюдения за термическим режимом воздушной среды и грунтов в долине р. Аккол (хр. Южно-Чуйский). Место исследований выбрано не случайно. В долине р. Аккол, левого притока р. Чаган, располагается значительное число объектов, связанных с развитием многолетней мерзлоты (бугры пучения, солифлюкции, каменные потоки и каменные глетчеры, мерзлотные полигоны и пр.). Здесь активно формируется и перестраивается в свете глобальных климатических событий верхняя граница леса, ледники, ледниковые комплексы, объекты многолетнемерзлотного комплекса.

Наблюдения за реакцией многолетнемерзлых грунтов и мерзлотных форм рельефа позволило подтвердить вывод, сделанный ранее Ю.П. Селиверстовым, о феномене «термокарстовой» дегляциации высокогорий [19]. Вместе с тем для правильного понимания происходящих процессов важными представляются натурные наблюдения за изменением температуры воздуха и грунтов в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов на Алтае.

Фиксирование температур осуществлялось с помощью температурных самописцев TR-51A/52 производства «Т&D» (в дальнейшем используется обозначение TR). Самописцы TR-51A способны работать в интервале от минус 40 °С до 80 °С и TR-52 с выносным сенсором от минус 60 °С до 155 °С, с точностью $\pm 0,3-0,5^{\circ}\text{C}$. Для наших исследований мы считаем эту точность вполне приемлемой. Температура фиксировалась каждый час и хранилась в самом TR. Водонепроницаемый и теплоизоляционный корпус способствует устойчивой работе самописца и хранению полученных данных на протяжении всей службы аккумулятора (2 года). Во избежание возникновения форс-мажорных ситуаций забор данных из TR и замена аккумуляторов в них проводились каждый год.

В долине р. Аккол были установлены: 1) три TR для фиксирования температуры воздуха на высоте 1,6 - 1,9 м над подстилающей поверхностью, в различных точках долины, на высотных уровнях 2415, 2440 и 2570 м; 2) пять TR для фиксирования температуры в толще субстрата (на каменном потоке), на глубинах 0, 0,5, 1, 1,5 и 2 м (на высотном уровне 2570 м); 3) пятнадцать TR на поверхности каменных потоков и других форм рельефа, в разных точках долины, на высотных уровнях от 2300 до 2570 м. Датчики TR располагались в тени или специально затенялись.

Фиксация температур велась с середины августа 2003 г. до середины августа 2006 г. В данной работе под годом принимается интервал от августа до августа каждого календарного года. Перевод часов в TR на зимнее время и обратно не осуществлялся. Время брали местное (барнаульское), сутки – метеорологические (с 20:00 часа летнего времени). Для анализа использовались средние суточные температуры за период IX.2003-VII.2006 (рис. 1). Для сравнительного анализа использовались многолетние метеорологические данные ГМС Кош-Агач.

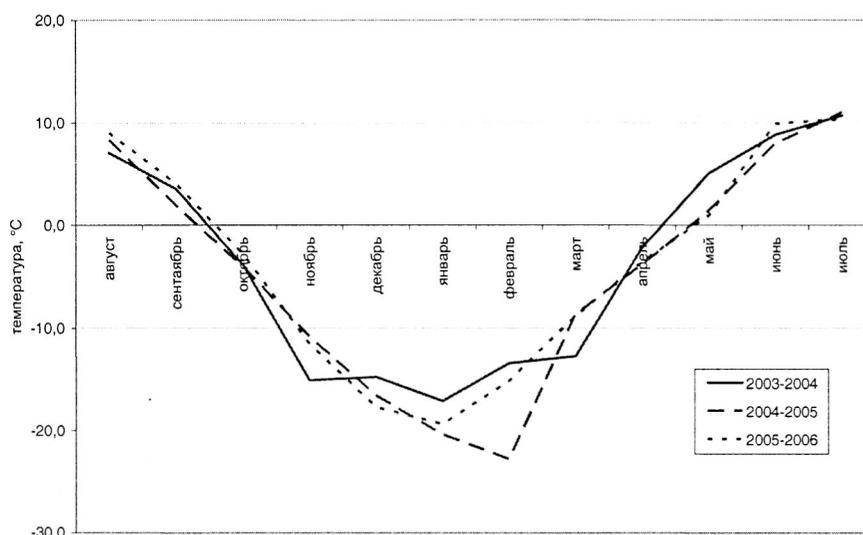


Рис. 1. Средняя месячная температура воздуха за период IX.2003- VII.2006

Результаты наблюдений за температурой воздуха представлены в [16]. Установлено, что устойчивый переход среднесуточной температуры воздуха через 0 °С в долине Аккол на высотах 2300-2600 м происходит в первой – второй декадах мая и в третьей декаде сентября. Таким образом, продолжительность теплого и холодного периода в долине р. Аккол составляет соответственно 5 и 7 месяцев. В то же время в Чуйской межгорной котловине (ГМС Кош-Агач, абсолютная высота 1757 м) наблюдается противоположное соотношение (7 и 5 месяцев).

На поверхности почвы минимум средней месячной температуры отмечался в январе в 2004, 2006 и в феврале в 2005 гг., а максимум - в июле 2004, 2005 и 2006, что повторяет закономерность распределения средней месячной температуры воздуха. В зимние месяцы поверхность почвы холоднее воздуха в среднем на 1 °С (в январе 2004 г. на 2,4 °С). В феврале 2006 г. мы наблюдали, что в местах установки датчиков в зимнее время формируется маломощный снежный покров (январь 2004 г., скорее всего, исключение). На днище долины и на значительных площадях склонов на участках наблюдений снежный покров практически отсутствует вообще.

С глубиной минимальные средние месячные температуры в зимнее время в 2003-2004 и 2005-2006 гг. смещались от января к февралю, а в 2004-2005 гг. наблюдались в январе. Максимальные – от июня к июлю (рис. 2). Наибольшая амплитуда средних месячных температур с глубиной наблюдалась в ноябре 2003 (14,6 °С), январе 2005 (13,5 °С) и декабре 2005 (13,9 °С), а наименьшая в сентябре 2003 (1,2 °С), при переходе от марта к апрелю 2004 (0,1 °С), в сентябре 2004 (0,6 °С), в марте 2005 (0,7 °С), в сентябре 2005 (1,3 °С) и марте 2006 (0,4 °С).

Первые заморозки на поверхности почвы были зафиксированы в июле 2004 и июне 2005 и 2006 гг. С глубины происходило постепенное промерзание и постепенное оттаивание грунтов. С поверхности почвы до глубины 2,0 м устойчивый переход температур через 0 °С в сторону понижения достигал осенью за 60-61 день (2003-2005 гг.), а весной в сторону потепления за 50 (2004) и за 67 дней (2005).

Продолжительность безморозного периода с глубиной увеличивается (см. табл.) от 33 дней в 2004 и 98 дней в 2005 (с первого заморозка) на поверхности почвы до 165 дней в 2004 и до 178 дней в 2005 гг. на глубине 1,5 м, однако на глубине 2,0 м наблюдалось уменьшение этого периода. Грунты на этой глубине в течение всего периода наблюдения дольше всего оставались при отрицательной температуре, но не весь год.

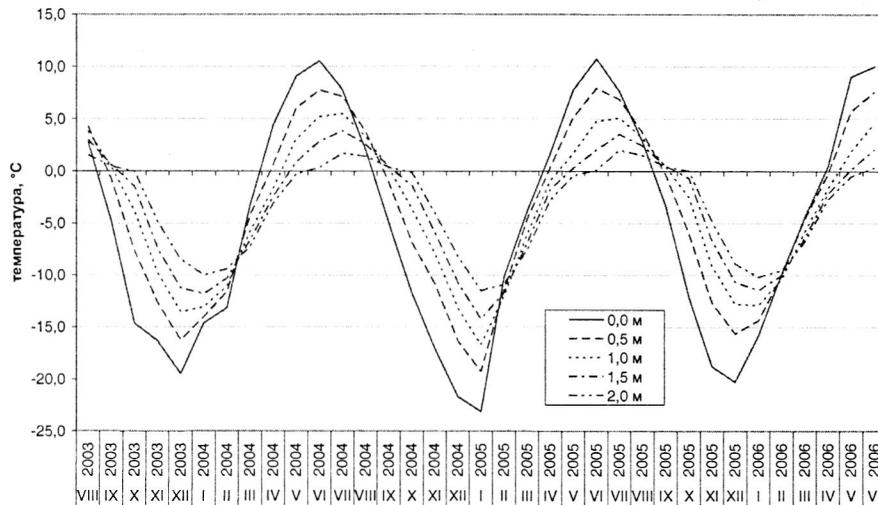


Рис. 2. Средняя месячная температура на разных глубинах почвы за период IX.2003- VII.2006

Таблица

Продолжительность безморозного периода грунтов в 2004 и 2005 гг. в долине р. Аккол

Глубина	Число дней	
	2004	2005
0,0 м	33	98
0,5 м	147	158
1,0 м	152	166
1,5 м	165	178
2,0 м	147	138

Многолетняя мерзлота, имеющаяся в данном районе, располагается в основном на днище долины на глубинах от 0,5 до 1,0 м. На склонах ее кровля опускается глубже 2,0 м, предположительно до глубины 2,5-3,0 м. Об этом свидетельствует развитие на глубине 2,0 м многочисленных ледяных кристаллов, отмеченных нами в августе 2004 г. Наличие мерзлоты в каменных потоках долины р. Аккол подтверждается и присутствием ее в теле вскрытого в 2005 г. селам языка каменного потока в районе зим. Кызыл-Мань (верхняя).

Наши непродолжительные исследования в Южно-Чуйском хребте показали наличие многолетней мерзлоты и влияние на ее распространение особенностей термического режима воздушной среды и грунтов. Однако они не позволяют пока сделать однозначное заключение о направленности изменения промерзания и протаивания горных пород. При этом в зоне распространения многолетнемерзлых грунтов все более вскрываются и интенсивно протаивают промерзшие объекты. В 1999-2003 гг. мы наблюдали это в Бертекской котловине на плоскогорье Укок, в 2003-2005 гг. – в долине р. Аккол (Южно-Чуйский хребет).

Важной формой криогенного рельефа, используемой при реконструкциях природных обстановок недавнего прошлого, являются так называемые каменные глетчеры. Каменные глетчеры имеют широкое распространение в горных странах мира. Они формируются преимущественно в условиях гляциальной и перигляциальной зон. Анализ накопившегося к настоящему времени фактического материала был дан в работах [3, 4, 11, 23, 25, 26]. Каменные глетчеры Алтая недавно изучены нами [15].

Каменные глетчеры рассматривают как ледниковые (гляциальные), мерзлотные (криогенные) и обваль-но-осыпные (гравитационные) образования. Отсюда и разнообразие взглядов на их морфологию, динамику и особенности развития.

Каменный глетчер никак не может быть ледником, хотя некоторые характеристики ледника присущи и ему (течение под действием силы тяжести, вязко-пластическое течение льда (при наличии ледникового яд-

ра), форма потока). В то же время ледники могут приобретать черты, присущие каменным глетчерам. А именно перекрытие обломочным (осыпным и обвальным) материалом языков ледников и образование бронирующей морены. Вслед за Л.Н. Ивановским [12] и Е.В. Максимовым [13] мы склонны выделять «забронированные ледники» как этап в развитии настоящих каменных глетчеров. Такие гляциально-нивальные системы являются ледниками и подчиняются всем закономерностям развития обычных ледников. Каменные языки таких ледников можно рассматривать как стадийные формы моренно-ледникового рельефа.

Эволюция забронированных ледников на современном этапе развития оледенения приводит к образованию собственно каменных глетчеров, когда в результате деградации ледников их поверхность полностью или большей частью перекрывается обломочным материалом, сохраняя ледниковое ядро. Процесс формирования такого каменного глетчера описан на Алтае Л.Н. Ивановским [12].

В этом случае необходимо определить разницу или границу между «забронированным ледником» и каменным глетчером. Очевидно, «забронированным ледником» следует считать гляциально-нивальную систему, развивающуюся как ледник и имеющую непосредственную связь с забронированной частью. При этом бронирующий чехол предохраняет лед от быстрого таяния в периоды деградации и усиливает его распространение вниз по горной долине в периоды активизации. Переход таких ледников в каменные глетчеры происходит при перекрытии большей части или всей (?) поверхности ледника моренно-осыпным и обвальным материалом.

Такие каменные глетчеры, очевидно, могут существовать достаточно длительное время. В конечном итоге они могут перейти в разряд «каменных потоков», когда глетчерный лед будет замещен вторичным инфильтрационным льдом, если ход природного процесса не будет вновь нарушен активизацией оледенения. Они, как правило, располагаются в верховьях основных и боковых долин, в цирках и карах боковых отрогов. Выходя в главные долины, они усложняют гляциогеморфологическую ситуацию. Обломочный материал, из которого состоят каменные глетчеры, содержит кроме склонового обломочного материала и значительную часть обломков, преобразованных ледниковой деятельностью (моренный материал).

Другие каменные глетчеры не связаны с оледенением и являются чисто мерзлотными образованиями. Обломочный материал таких объектов имеет преимущественно лавинно-осыпное и обвальное происхождение, а лед возникает в результате проникновения в обломочную толщу талых и дождевых вод, переноса снега и его погребения. Такие объекты, как правило, формируются на склонах горных долин, иногда в древнеледниковых цирках и карах, без участия оледенения. Они образуются в результате преобразования осыпей и обвалов под влиянием мерзлотных деформаций на склонах. Их языки опускаются на днища долин, где формируются обычно их расширенные участки. Эти объекты, на наш взгляд, не следует называть каменными глетчерами, т.к. они не имеют отношения к ледникам, хотя и могут развиваться похожими путями. Вероятно, правильнее их называть каменными потоками [12] или каменными наплывами. Именно эти объекты самостоятельные и саморазвивающиеся в понимании К. Уархафтига и А. Кокса [27].

Забронированные ледники, каменные глетчеры и каменные потоки – явление многофакторное, существующее при благоприятном сочетании множества условий, которые определяют формирование и развитие этих образований. При рассмотрении условий образования каменных форм криогенно-гляциального рельефа обращает на себя внимание определенное сочетание факторов, ведущих к развитию этих перигляциальных форм рельефа.

Для Алтайских гор характерны все рассматриваемые выше формы рельефа. Можно выделить целые горные участки с проявлением этих форм рельефа. Однако в настоящее время они исследованы недостаточно. О географическом распространении, некоторых особенностях формирования можно узнать из немногочисленных работ [1, 10, 12, 15]. В ходе исследований последних лет нами проводятся наблюдения за пространственным расположением каменных глетчеров, развитием термокарстовых процессов, движением поверхности и термическим режимом верхней части толщи (до горизонта многолетней мерзлоты), а также фиксируется современное состояние. Объектами исследований служит комплекс каменных потоков в бассейне р. Чаган-Узун (северный склон Южно-Чуйского хребта, Центральный Алтай) и в бассейне р. Ак-Алахи (в пределах северного склона хребта Южный Алтай, Юго-Восточный Алтай). Комплексные работы проводятся в долинах притоков р. Чаган-Узун – р. Аккол и р. Талдура.

Основными источниками информации послужили аэро- и космические снимки, подкрепленные полевыми наблюдениями. Это позволило начать каталогизацию изучаемых объектов на Алтае. При составлении каталога учитываются следующие параметры: местоположение, ориентировка, форма (языковидная, серповидная), абсолютная высота начала объекта, абсолютная высота конца объекта, наклон подстилающей поверхности, длина, ширина, площадь, высота снеговой линии в районе расположения объекта, абсолютная высота конца ледника (если это забронированный ледник или каменный глетчер), данные о внутреннем строении, высота горного окружения, активность, литературный источник (если объект описан в литературе).

Важнейший вопрос существования «каменных» криогенно-склоновых и гляциальных образований в горах - время их образования и пути эволюции. Вообще условия для зарождения каменных глетчеров появились еще в конце плиоцена и периодически возникали в течение всего плейстоцена. Однако доголоценовые

каменные глетчеры почти не сохранились. Наиболее широко распространенная точка зрения в основном связывает их образование с послеледниковьем (голоценом). Так, на Тянь-Шане А.П. Горбунов выделил два периода формирования каменных глетчеров. Первый период - 2000-4000 лет назад, второй – 4000-8000 лет назад. В основном попытки датирования каменных глетчеров связаны с анализом их относительного пространственного расположения в системе плейстоценовых и голоценовых морен ледников. На Алтае образование *забронированных ледников*, с нашей точки зрения, следует отнести к голоцену, а точнее к позднему голоцену. Они преимущественно связаны с позднеголоценовым этапом ледниковой активизации, который мы относим к последним 2500 лет.

Некоторые *каменные глетчеры* (наиболее крупные), возможно, начали зарождаться в конце позднего неоплейстоцена, после максимума последней ледниковой эпохи. Они имеют несколько наплывающих друг на друга обломочных генераций. Однако основные образования, вероятно, следует отнести к среднему голоцену, когда большинство ледников на Алтае сильно деградировало и исчезало.

Каменные потоки имеют различный возраст, в зависимости от их местоположения относительно плейстоценовых и голоценовых морен. Некоторые наиболее низко расположенные каменные потоки долины р. Талдуры (Южно-Чуйский хребет), располагающиеся за пределами максимальных морен второго позднеоплейстоценового оледенения, могли возникнуть во время позднеоплейстоценового интермгастадиала и развиваться на протяжении последнего оледенения и голоцена. Однако большинство каменных потоков расположены как раз в зонах воздействия последнего (второго позднеоплейстоценового) оледенения. Поэтому начало их формирования условно можно отнести к периоду деградации этого оледенения и голоцену. Впрочем, справедливой кажется точка зрения А.П. Горбунова о сложности определения возраста этих объектов и отнесение их активизации к периодам регрессии оледенений или межстадиалам.

Выводы

1. Для реконструкции палеогеографических обстановок голоцена на Алтае возможно и необходимо использование криогенных форм рельефа.

2. Многолетнемерзлые породы испытывали разнонаправленное развитие на протяжении позднего неоплейстоцена и голоцена неоднократно.

Так, в верховьях рр. Калбаккая, Богояш, в Джулукульской впадине, по данным В.В. Бутвиловского [2], верхний предел развития реликтовых термокарстовых впадин достигает 2450-2500 м. Котловины реликтовые, задернованы, осушены, частично заполнены склоново-озерными осадками. В целом термокарстовые и криогенные формы позволяют говорить, что в термический максимум голоцена деградация нижнего уровня вечной мерзлоты местами достигала 2500 м при современном ее положении не выше 2000-2100 м на склонах южной экспозиции и 1300-1600 м – на северных. Ясно, что это было возможно лишь в существенно более теплых условиях. Потепление климата в раннем и среднем голоцене привело к резкому сокращению многолетнемерзлых пород на Алтае, а также к исчезновению значительной части ледников.

3. Позднеголоценовое похолодание возродило ледники и привело к расширению зоны распространения многолетней мерзлоты и формированию криогенных форм рельефа. Криогенное пучение и расклинивание высокогорья Алтая испытали около 2 тыс. лет назад, в так называемую историческую стадию похолодания. Современный термокарст развивается в современную эпоху потепления до высоты 2100-2200 м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агатова А.Р. Динамика ледника Софийского (Юго-Восточный Алтай): последний ледниковый максимум – 20 век / А.Р. Агатова, В. Ван Хьюл, А.А. Мистрюков // Геоморфология. - 2002. - №2. - С. 92-105.
2. Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель / В.В. Бутвиловский. - Томск: Изд-во ТГУ, 1993. - 252 С.
3. Глазовский А.Ф. Каменные глетчеры (состояние проблемы) / А.Ф. Глазовский // Криогенные явления высокогорий. – Новосибирск: Наука. Сиб.отделение, 1978. - С.59-72.
4. Горбунов А.П. Каменные ледники / А.П. Горбунов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. - 110 с.
5. Бородавко П.С. Исследование процессов осадконакопления в приледниковых озерах / П.С. Бородавко // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири: материалы науч. кон. – Томск, 1998. – Т.4. - С.20-22.
6. Бородавко П.С. Эволюция Чуйско-Курайской лимносистемы в позднем неоплейстоцене: дис.... канд. геогр. наук / П.С. Бородавко. – Томск. 2003. – 173 с.
7. Виппер П.Б. История формирования озера Дуд-Нур и динамика растительного покрова Монгольского Алтая в голоцене / П.Б. Виппер, Н.И. Дорофеев, В.Т. Соколовская // История озер и внутренних морей аридной зоны: тез. докл. IV Всесоюз. симпоз. по истории озер. - Л., 1975. - Т.4. - С.114-119.
8. Виппер П.Б. Опыт реконструкции растительности западной и центральной Монголии в голоцене на основе изучения донных отложений пресных озер / П.Б. Виппер, Н.И. Дорофеев, Е.П. Метельцева, В.Т. Соколовская, К.С. Шулия // Структура и динамика основных экосистем Монгольской Народной Республики. - Л., 1976. - С. 35-59.

9. Дорофеюк Н.И. Растительность западной и южной Монголии в позднем плейстоцене и голоцене / Н.И. Дорофеюк, П.Е. Тарасов // Ботанический журнал. - 2000. - Т.85. - №2. - С.1-17.
10. Заморуев В.В. Каменные потоки в Катунском хребте (Центральный Алтай) / В.В. Заморуев // Тр. ВСЕГЕИ (Материалы по четверт. геологии и геоморфологии). - 1963. - Нов. сер. Т.90. - С. 126-133. 3
11. Заморуев В.В. О строении и происхождении каменных глетчеров / В.В. Заморуев // Изв. ВГО. - 1981. - Т. 113. - Вып. 6. - С. 479-484.
12. Ивановский Л.Н. Каменные глетчеры и их возраст на Алтае / Л.Н. Ивановский // Вопросы динамической геоморфологии. - Иркутск. - 1977. - С.125-137.
13. Максимов Е.В. Бронированные ледники и их происхождение / Е.В. Максимов // Динамика природных процессов горных стран. - Л.: Изд-во ГО СССР, 1977. - С. 84-92.
14. Михайлов Н.Н. Геохронология и палеогеография Горного Алтая / Н.Н. Михайлов, М.Г. Козырева, Г.М. Чернова, С.Б. Чернов, С.Л. Вартанян // Геохронология четвертичного периода. Тез. докл. Всесоюзн. совещания 14-18.11.1989., М.-Таллинн, 1989. - С.83.
15. Михайлов Н.Н. «Каменные глетчеры» Алтая как форма криогенно-склоновых и гляциальных процессов / Н.Н. Михайлов, О.В. Останин // Известия АлтГУ. - 2004. - №3. - С. 61-65.
16. Михайлов Н.Н. Термический режим долины р. Аккол (Южно-Чуйский хребет) в 2003-2005 гг. / Н.Н. Михайлов, О.В. Останин, К. Фукуи, Е. Фуджи // Геоэкология Алтае-Саянской горной страны: Межд. Сб. научных статей. Вып. 3. Горно-Алтайск (в печати).
17. Рудой А.Н. Возраст тебелеров / А.Н. Рудой // Современные геоморфологические процессы на территории Алтайского края. - Бийск, 1984. - С. 56-60.
18. Рудой А.Н. О возрасте тебелеров и времени окончательного исчезновения плейстоценовых ледниково-подпрудных озер в Горном Алтае / А.Н. Рудой // Изв. ВГО. - Т. 120. - Вып. 4. - 1988. - С. 344-348.
19. Селиверстов Ю.П. Современный феномен «термокарстовой» дегляциации высокогорий / Ю.П. Селиверстов // Известия Русского географического общества. - 2000. Т.132. - Вып. 2. - С. 72-76.
20. Чернова Г.М. Результаты палинологического изучения голоценовых отложений Верхнекаракабинской впадины (Юго-Западный Алтай) / Г.М. Чернова // Вестн. ЛГУ. Сер. 7. Геол., геогр.1988. - Вып. 3 (№21). - С. 101-105.
21. Чернова Г.М. Некоторые вопросы палеогеографии голоцена Юго-Западного Алтая / Г.М. Чернова, Н.Н. Михайлов, В.П. Денисенко, М.Г. Козырева // Известия ВГО. - Т. 123. - Вып. 2, 1991. - С. 140-146.
22. Шполянская Н.А. Выпуклобугристые торфяники северной тайги Западной Сибири / Н.А. Шполянская, В.П. Евсеев // Природные условия Западной Сибири. Вып. 2. - М.: МГУ, 1972. - С. 134-146.
23. Barsch D. Rockglaciers. Berlin Heidelberg: Springer. 1996. - 331 p.
24. Blyakharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., van der Knaap W.A. & Amman B. 2003. Change of vegetation and climate in the Central Altai mountains during the last 15 000 years according to pollen data from three high elevation lakes. International Symposium on Environmental Change in Central Asia. - Abstracts. - Berliner Paleobiologische Abhandlungen, 2. pp.13-15.
25. Lehmkuhl F., Stauch G., Batkhishing O. Rock glacier and periglacial processes in the Mongolian Altai // Permafrost, Phillips, Springman & Arenson (eds). 2003. Swets & Zeitinger, Lisse. P. 639-644.
26. Vitek J.D., Gardino J.R. et al. A bibliography on rock glaciers. Oklahoma State University. 1987. - 48 P.
27. Wahrhaftig K., Cox A. Rock glaciers in the Alaska Range // Geol.Soc.Amer.Bull. 1959. V. 70. 1. P. 383-436.

SOME FEATURES OF RECONSTRUCTION OF NATURAL CONDITIONS OF THE PAST IN CONDITIONS OF PERMAFROST OF ALTAI

O.V. Ostanin

This paper consider features of use of peat adjournment, ice of glaciers and closed ice for reconstruction paleoconditios of Altai mountain. Cited data of supervision over a temperature of ground of rock glaciers. Analyzed of questions of terminology: rock glaciers consider as result of activity of glaciers, permafrost and taluses (collapses) of slopes.