

5. *Окишев П.А., Дмитриев В.Е.* Плейстоценовые оледенения Кузнецкого Алатау // Ледники и климат Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1987. С. 90–93.
6. *Чураков А.Н.* Кузнецкий Алатау. История его геологического развития и его геохимические эпохи. Л.: Изд-во АН СССР. Ленингр. отд-ние, 1932. 119 с.
7. *Шукин И.С.* Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1964. Т. 2. 564 с.
8. *Штинь П.С.* Оледенение Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1980. 83 с.
9. *Адаменко М.М.* Гляциальный морфогенез Центрально-Алатауского горного района // Природа и общество: взгляд из прошлого в будущее / М-лы XVII науч. конф. молодых географов Сибири и Дальнего Востока (Иркутск, 11–16 апреля 2011 г.). Иркутск: Изд. ИГ-СО РАН, 2011. С. 6–7.
10. *Адаменко М.М., Адаменко М.Ф.* Рельеф и древнее оледенение горного узла Тигертыш // Природа и экономика Западной Сибири и сопредельных территорий. Новокузнецк: Изд. КузГПА, 2009. Т. 2. С. 5–7.
11. *Троицкий Л.С., Ходаков В.Г., Михалев В.И. и др.* Оледенение Урала. М.: Наука, 1966. 307 с.

Кузбасская гос. педагогическая академия,
Новокузнецк

Поступила в редакцию
27.09.2011

GLACIAL RELIEF OF THE KUZNETSK ALATAU SOUTHERN PART

M.M. ADAMENKO, M.F. ADAMENKO, Ya.M. GUTAK

Summary

Glacial landforms are shown to be widely spread in Tigertysh mountain junction (Kuznetsk Alatau). There are about 132 cirques there. Their area varies from 0.2 km² to 2.2 km². They are usually located one above the other, forming 2–4 steps, widening to the top. Trough valleys are typical for northern slope of Tigertysh range and often end in ancient moraines. But in the valleys of the rivers Karatas and Nizhnaya Tayzhasy trough features may be traced lower than terminal moraine complexes. Four stage moraines of different age are found in the region. They are not covered by loess and thence were formed in the maximum of last glaciation or after it. During last glaciation epoch there were 56 glaciers with total area of 245.3 km². The four stages of moraines and stepped shape of exaration landforms indicate longstanding and repeated glaciation of Kuznetsk Alatau.

УДК 551.435(235.222)

© 2013 г. С.А. БУЛАНОВ

МОРФОСКУЛЬПТУРА ДОЛИНЫ р. МАШЕЙ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛТАЙ)

Долина р. Машей – один из наиболее интересных объектов с точки зрения изучения геоморфологии и истории развития рельефа Центрального и Юго-восточного Алтая. В верховьях и в среднем течении этот крупный левый приток Чуи дренирует северный макросклон Северо-Чуйского хребта, а в низовьях протекает по западной периферии Курайской котловины. Происходившие в плейстоцене и голоцене в этой долине события нередко рассматриваются как ключевые для палеогеографических реконструкций региона. В связи с этим обстоятельством приставшему участку долины на протяжении десятилетий уделяется повышенное внимание в работах многих исследователей [1–8 и др.]. Интерес проявлен и к верховьям долины, где в 1924 г. Б.В. и М.В. Троновыми был обнаружен и впервые описан один из крупнейших на Алтае ледников [9], исследование которого продолжается и в настоящее время [10 и др.]. Вместе с тем следует отметить, что обычно в этих работах освещаются преимущественно вопросы



Рис. 1. Соотношение современной речной и древней ледниковой долин р. Машей

Направление течения р. Чуя: 1 – доледниковое, 2 – современное; 3 – граница горной части бассейна р. Машей; 4 – плейстоценовая ледниковая система Машей; 5 – озеро; 6 – современный ледник

долины практически полностью были заняты ледниками, которые распространялись и за пределы высокогорья. Согласно этим представлениям, спускавшийся по долине р. Машей древний ледник не только достигал нынешнего устья этой реки, но и проходил также несколько километров вверх по современной долине Чуи и далее уходил на СВ – вниз по ныне покинутому фрагменту палеодолины этой реки. Таким образом, если говорить о ледниковой долине р. Машей, то длина ее окажется почти вдвое больше современной речной – около 45 км (рис. 1).

гляциологии и палеогляциологии; комплексной характеристики рельефа данной долины, особенно участка среднего течения, пока нет, хотя здесь периодически возникает озеро, спуск которого, как, например, в июле 2012 г., приводит к катастрофическим последствиям. Существующие представления об экзогенном морфогенезе алтайского высокогорья имеют характер региональных обобщений, в том числе и по Северо-Чуйскому хребту [11], и они не всегда учитывают специфику конкретной местности, что показывает, например, детальное описание долины Аккол в Южно-Чуйском хребте [12].

Северо-Чуйский хребет имеет альпийский рельеф классического облика, а центральная его часть¹, образующая грандиозную панораму, открытую к Курайской котловине, даже получила название “Чуйские Альпы”, или “Чуйские Белки”². Белоснежные пилообразные гребни, увенчанные остроконечными вершинами – карлингами высотой до 4 км и более, сочетаются с крутыми скалистыми склонами и глубокими – до 1–1.5 км – долинами. Большинство исследователей единодушны во мнении, что в позднем плейстоцене хребет подвергался оледенению, при этом

¹ Для центральной части также используется топоним “Биш-Иирду”.

² Название также распространяется на Южно-Чуйский хребет.

Сейчас в этой долине располагаются три одноименных географических объекта: ледник, река и озеро Машей³. Совокупная протяженность всех трех объектов более 25 км. Простирание долины в целом прямолинейное, с одним изломом при переходе от среднего к нижнему течению, где долина выходит из высоких гор в Курайскую котловину и меняет СЗ направление на СВ.

Высокогорный участок долины существенно разнообразнее котловинного, и, с точки зрения геоморфологического строения, его целесообразно разделить на четыре отрезка, каждый из которых характеризуется также и специфическим набором рельефообразующих процессов. Причем два верхних отрезка заняты ледником Машей и представляют собой соответственно область его питания, а ниже – абляции.

Область питания ледника. За начало долины можно принять восточный склон высочайшей точки хребта – вершины Машей (4177.7 м). Здесь располагается



Рис. 2. Общий вид верхний долины р. Машей (фото автора)

вытянутая на 2.5 км система каров⁴, окруженная вершинами не ниже 3650 м. Она целиком занята фирновым бассейном – главным источником питания одноименного ледника. Как отмечал П.А. Окишев [13], он находится намного выше снеговой линии и является уникальным для Алтая образованием. “Вечными” снегами и льдами покрыты также и все спускающиеся к ней склоны, в том числе и южной экспозиции. Из полости на север выходит ледяной поток длиной около 3 км и шириной 300–500 м, который живописным ледопадом спускается до абс. отметки 2800 м. У подножия крутых склонов к нему примыкают мощные шлейфы лавин, которые тоже участвуют в питании ледника. Итак, этот участок долины р. Машей протяженностью до 5 км находится преимущественно под воздействием *экзарации*⁵, которая продолжает унаследованно развиваться с плейстоцена.

³ В других написаниях Маашей, Мажой.

⁴ Здесь и далее разрядкой выделены типичные для долины Машей комплексы форм рельефа.

⁵ Здесь и далее курсивом выделены типичные для долины Машей геоморфологические процессы.

Область абляции. Ниже ледопада и лавинных шлейфов, спускающихся с главного гребня Северо-Чуйского хребта, располагается расширение долины до 1.5–2 км в поперечнике. Оно по большей части заполнено крупнообломочным, преимущественно моренным материалом, среди которого и на котором лежит выводная часть ледника Машей длиной около 4.5 км (рис. 2, дальний план) и другие ледники, бывшие его притоками. Об их общности в недавнем прошлом свидетельствуют скрытые под тонким каменным чехлом массивы мертвого льда, которые в виде протяженных гряд оконтуривают ледяные языки как единое целое. Их можно рассматривать как область современной *гляциальной аккумуляции* [2, 9, 14 и др.].

Другой важный морфологический элемент – свежая моренная гряда, на всем протяжении следующая вдоль мертвых льдов с относительным превышением 50–80 м. Гряда асимметричная, с более пологим (25–30°) дистальным и более крутым (35–60°) проксимальным склонами. Она свидетельствует о максимальном продвижении глетчера в “малую ледниковую эпоху” (XVII–XIX вв.) [10, 14], но, несмотря на относительную молодость, ее уже следует отнести к реликтовым формам.

Весьма примечательны также горные склоны вокруг выводной части ледника Машей – в их нижней части отчетливо видны следы экзарации плейстоценового выводного ледника: крутые – до 80° – борта трога, которые маркируются сверху перегибом его плеча. Оно располагается на высоте около 500 м над современным ледником, к этому же уровню привязаны устья всяких долин.

В области абляции над плечом трога господствуют крутые скалистые склоны (до 35° и более) с прямым профилем и с характерным расчленением на узкие гребни и кулуары, которые можно рассматривать как унаследованно развивающуюся с плейстоцена область *лавинной денудации*. Это наиболее распространенный тип высокогорного рельефа в долине Машей.

От лавинных кулуаров к морене спускаются грубообломочные конусы и шлейфы, которые широко распространены также и ниже по долине, но на данном ее отрезке являются сравнительно молодыми (позднеголоценовыми) новообразованиями, которые имеют относительно малые размеры и еще не претерпели существенную трансформацию наложенными процессами.

Кое-где на склонах южной экспозиции до высоты 3000 м выделяются относительно пологие участки (до 30°), которые не несут следов ледниковой или лавинной обработки. Очевидно, что во время оледенения они были подвержены *криогенным процессам*, главным образом курумообразованию, которое здесь унаследованно продолжается с плейстоцена по настоящее время.

Несмотря на обилие талых вод, образующихся как на леднике Машей, так и на его притоках, *эрозионные процессы* на данном отрезке долины не имеют большого значения. В этом отношении показателен ручей, вытекающий из-под ледника, располагающегося на западе. У левого борта водоток подпружен мореной и образует озерко. Вода из него следует по маргинальному каналу длиной ~500 м, из которого постепенно просачивается сквозь обломочную массу, не размывая гряды.

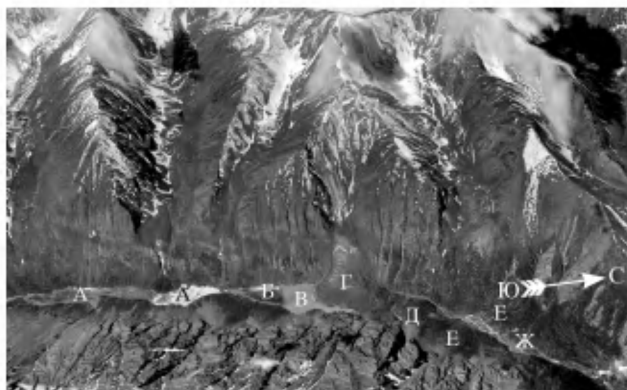
Таким образом, можно констатировать, что в области абляции произошла кардинальная смена геоморфологических процессов, т. к. эта часть долины р. Машей в голоцене являет собой область не только интенсивной *гляциальной*, но и *гравитационной аккумуляции*, которая пришла на смену плейстоценовой экзарации.

Троговая долина с каменными глетчерами. Характерной особенностью данного участка (на протяжении 9 км ниже ледника) является наличие крупных масс перегораживающих долину каменных глетчеров⁶, а также связанных с ними сужений и расширений долины р. Машей. Здесь можно выделить две группы такого рода глетчеров. Первая примыкает непосредственно к леднику и протягивается вниз

⁶ Каменные глетчеры широко распространены в горах Алтая. Они встречаются также в других долинах Северо-Чуйского хребта, в т. ч. и в долинах притоков р. Машей.

Рис. 3. Перспективное космозооизображение средней части долины р. Машей (по материалам Google Earth)

А – пойменный комплекс, Б – дельта, эпизодически заливаемая озерными водами, В – озеро Машей, Г – крупный каменный глетчер, спускающийся с левого борта и образующий плотину, Д – малый каменный глетчер, спускающийся с правого борта, Е – полужаросшие лавинно-осыпные конусы и шлейфы, Ж – конус выноса временного водотока



по долине вдоль левого борта на 1.5 км (рис. 2, средний план). Она представляет собой несколько слившихся языкообразных тел, ее фронтальный уступ достигает 20–40 м. Эти тела – результат трансформации нижней части обломочных конусов, формирующихся лавинами и камнепадами. Поэтому они отнесены к т. н. мерзлотным каменным глетчерам (по классификации [16]). Грубообломочные массы активно смещаются к руслу, отодвигая его к правому борту и оставляя для реки место лишь в виде узкого прохода. Вода не в состоянии сдвинуть упавшие с фронтального уступа глыбы (до нескольких метров в поперечнике) и течет между ними бурным потоком. В то же время мелко- и среднеобломочный материал (вплоть до мелких валунов), перемещаемый рекой сверху, проходит мимо каменных глетчеров транзитом.

Вторая группа каменных глетчеров находится в 6 км ниже ледника и состоит из двух языкообразных тел, спускающихся с противоположных бортов. Внизу они смыкаются, перекрывая днище долины. Особого внимания заслуживает наиболее крупный из них – левобережный (рис. 3Г). Очевидно, в голоцене он являлся “прямым продолжением ледника малого размера” (по Л.Н. Ивановскому [2, с. 52]) и по морфологии похож на него. Длина языкообразного тела, выходящего из кара, около 2 км. Хотя в настоящее время ледника в каре нет, мы полагаем, что данное тело следует отнести к абляционным каменным глетчерам [16].

Глетчероподобная масса полностью перекрывает днище главного трога и надвигается на противоположный борт долины. Она одновременно расплывается на несколько сот метров вверх и вниз по долине, где доходит в своей нижней точке до абс. отметки 1915 м [17]. Эта масса сложена преимущественно крупными – до нескольких метров в поперечнике – глыбами. Отчетливо выделяется несколько генераций каменного глетчера, причем наиболее древняя из них, занимающая самое низкое положение, отличается супесчано-дресвяным заполнителем палевого цвета, задернованностью и наличием лиственничника с хорошо развитым подлеском. Молодые генерации глетчера занимают кар, спускаются из него по боковому трогу и нагромождаются на древнюю генерацию. Они практически лишены покровных отложений и растительности. Фрагментарно присутствует также промежуточная генерация с редкой древесной и кустарниковой растительностью среди каменных развалов. Следы продолжающегося продвижения обломочной массы видны прежде всего в активном осыпании и обвалах на крутых фронтальных уступах высотой в несколько десятков метров.

Выше каменного глетчера образовалось подпрудное озеро Машей (урез 1984 м над у.м.), из которого обычно нет поверхностного стока даже в период половодья (ближний план на рис. 2 и рис. 3В). Вода из него просачивается сквозь обломочную массу, и бурные источники возобновляют течение реки с другой стороны каменного глетчера.

По поводу происхождения и возраста озера можно встретить различные точки зрения. Полагая, что плотина представляет собой конечно-моренный вал главного ледника долины, указывают на ледниковый генезис и, соответственно, позднеплейстоценовый возраст, как самой плотины, так и водоема. Однако ни морфологически, ни петрографически⁷ это не оправданно. Другой рассматриваемый вариант причины подпруживания – осыпной шлейф, спускающийся с правого борта к озеру. В какой-то мере он действительно участвует в перегораживании долины, но его роль в этом процессе крайне незначительна.

Уровень подпруженного водоема испытывает сезонные колебания. Он максимален во время летнего половодья и опускается, иногда до осушения озера, в зимне-весенний период. Вместе с тем, следует отметить рост среднегодового уровня до июля 2012 г., о чем свидетельствуют затопленные стволы лиственниц, в обилии возвышающиеся над дном водоема, и полупогруженные в воду во время половодья еще живые деревья и кустарники по его берегам. Мертвый лес свидетельствует еще и о недавнем – максимум первые сотни лет назад – возникновении озера.

17 июля 2012 г. после продолжительных сильных ливней уровень озера Машей поднялся выше подпрудной перемычки. Поток размыл плотину вдоль правого борта долины, образовав врез глубиной в первые десятки метров. В результате озеро было почти полностью спущено⁸, и на его дне сформировалась субэвральная дельта. Спуск воды сопровождался катастрофическим паводком ниже по долине р. Машей⁹.

Другой, правобережный каменный глетчер меньше по размерам (рис. 3Д). Он еще не полностью перекрыл днище троговой долины, оставив слева неширокий – около 20 м – проход для реки. Тем не менее, налицо признаки его активного продвижения в виде обвалов на фронтальном уступе.

Что же касается днища трога между ледником и озером, то в голоцене оно служит местом интенсивной аккумуляции материала, поступающего из разных источников, и, прежде всего, из ледника Машей, язык которого спускается ниже абс. отметки 2200 м. В результате таяния льда формируются мощные потоки, дающие начало одноименной реке. Непосредственно у ледника начинается зона *разгрузки обломочного материала* талых вод в виде широкого – до 400 м – пойменно-руслового комплекса, или зандра, внутри которого на расстоянии нескольких сотен метров от самого ледника Машей прослеживаются погребяемые и размываемые фрагменты морены последних (исторических) стадий его отступления [9, 10, 13]. Зона аккумуляции постепенно сужается вниз по долине по причине надвигания на нее слева масс каменных глетчеров, о которых было упомянуто выше.

Из боковой морены у левого борта трога бьют чистые, фильтрованные воды, просачивающиеся из маргинального канала¹⁰. Они практически не перемещают грубообломочный материал морены и, таким образом, не участвуют в питании главной реки твердым стоком. Напротив, правые притоки реки берут начало в собственных ледниковых системах и несут мутную, с красноватым оттенком воду и массу обломочного материала, особенно во время таяния ледников. Один из потоков переливается через ригель эффектным водопадом. *Флювиогляциальная аккумуляция* в устьях правых при-

⁷ Обломочная масса плотины складывается исключительно местными породами, поступившими из кара на левом борту трога.

⁸ О полном исчезновении озера, как о том сообщают СМИ, видимо, говорить не приходится, т. к. по краям озерной ванны сохраняются небольшие водоемы, составляющие примерно десятую ее часть.

⁹ Информация от 24.07.2012 г. с сайтов “РИА Новости” (<http://eco.ria.ru/natural/20120724/708100323.htm>), “Путеводитель-Алтай” (http://putevoditel-altai.ru/news/ischeznovenie_ozera_maashej/2012-07-25-296), “Клуб любителей Горного Алтая” (<http://ал-тай.рф>).

¹⁰ См. раздел “область абляции”.

токов приводит к образованию там конусов выноса, при этом значительная часть обломочного материала поступает транзитом в русло Машей.

Ниже первой группы каменных глетчеров пойменно-русловой комплекс р. Машей вновь расширяется до нескольких сотен метров (ближний план на рис. 2 и рис. 3А) и завершается обширной дельтой при впадении в одноименное озеро (рис. 2, ближний план и рис. 3Б). Местами отмечается невысокий – до 1 м – пойменный уровень с редкими зарослями ивняка. По мере приближения к озеру он снижается вплоть до полного исчезновения, здесь все днище долины на протяжении 1.5 км занято свежими валунно-галечными наносами, среди которых блуждают многочисленные протоки.

В целом параметры троговой долины (ширина, глубина и некоторые другие морфологические черты) ниже области абляции ледника изменяются мало. Оба ее борта крутосклонны до выхода из высокогорья, на них на относительной высоте ~500 м фрагментарно прослеживаются перегибы плеча, которые более характерны для правого борта (средний план на рис. 2). По левому борту перегиб сохранился хуже и заметен главным образом в устьях висячих долин притоков (рис. 3).

Выше уровня плеча трога следы экзарации не отмечаются, там склоны находятся под воздействием *лавинной денудации с участием камнепадов*. По лавинным лоткам в теплое время года сходят *селевые потоки*. Очевидно, что подобная картина наблюдалась и во время последнего оледенения, только приносимый со склонов материал тогда не задерживался на этом участке долины и уносился ледником вниз. После исчезновения последнего – в голоцене – обломки стали аккумулироваться в долине, и образуемые ими конусы и шлейфы в настоящее время развиты настолько широко, что полностью скрывают основание скальных бортов трога. Более значительную, чем в области абляции, мощность склоновых накоплений здесь можно объяснить длительностью аккумуляции. С теми же обстоятельствами (большая мощность и длительность формирования) очевидно связано и то, что некоторые из конусов в нижней части осложнены валами в результате начавшейся *криогенной трансформации* в эмбриональные каменные глетчеры [16].

На всем рассматриваемом участке долины Машей следует также отметить залесенность обломочных шлейфов преимущественно в нижней их части (средний и ближний планы на рис. 2). Свежими *камнепадами* они обычно прикрыты лишь сверху, оттуда вниз к реке через лес тянутся только отдельные лавинные и селевые “проресы”. Это свидетельствует о сокращении лавинной деятельности на современном этапе развития рельефа и о частичном переходе этих шлейфов в реликтовое состояние.

Долина р. Машей от каменных глетчеров до устья р. Каракабак. Это короткий нижний участок трога длиной около 2.5 км до выхода долины из высокогорья. В целом трог сохраняет ту же морфологию и параметры, что и выше по течению. Несколько возрастает его ширина на уровне плеча – почти до 2 км (против 1–1.5 км выше по долине). Борта характеризуются еще более развитыми лавинно-осыпными шлейфами, которые по большей части поросли лесом и не несут следов активного смещения материала (рис. 3Е). Исключения составляют устья притоков, в которых можно увидеть поля свежих селевых накоплений в виде конусов выноса.

Следует отметить, что поступление твердого стока из ледниковых верховьев реки обычно фактически перекрыто описанными ранее каменными глетчерами. Через слагающую их обломочную массу просачиваются лишь тонкодисперсные взвешенные наносы типа “ледникового молока”, которые не задерживаются и на этом отрезке русла. Поэтому на рассматриваемом участке река перемещает исключительно местный материал, поступающий в русло с лавинами, осыпями и селями. Тем не менее, его достаточно для аккумуляции в широком, ветвящемся на рукава русле и на низкой (перевые метры) пойме. Аккумуляция обусловлена подпруживающим эффектом выносов крупнейшего притока р. Машей – р. Каракабак, который образовал в долине главной реки дельту шириной до полукилометра. Пойма р. Машей почти полностью заросла,

причем не только пионерными группировками, которые наблюдались в долине и выше озера, но и листовницей высотой до 10 м и более. Вполне вероятно, что это свидетельствует о сокращении аккумуляции на данном отрезке долины.

Долина приустьевой части р. Машей длиной около 7 км представляет собой относительно неглубокий (300–400 м) и широкий (около 2 км) врез в межгорное понижение – урочище Ештыккель (рис. 1). В состав Курайской котловины обычно включается только его правобережная часть, хотя по характеру геоморфологического строения и с точки зрения морфоструктурной позиции левобережная часть является естественным западным продолжением котловины.

Троговой облик долины на приустьевом отрезке прослеживается в рельефе даже лучше, чем на предыдущем участке, поскольку здесь он мало деформирован склоновыми процессами. Однако вместо плеча трога реликтовая ледниковая долина ограничена позднелейстоценовыми моренными грядами, которые надстраиваются сверху ее коренные борта. Гряды с внешней стороны возвышаются над аккумулятивными равнинами межгорного понижения на несколько десятков м (максимум на 100 м) и спускаются в него пологими флювиогляциальными шлейфами того же возраста.

На приустьевом отрезке долины р. Машей можно наблюдать также фрагмент днища плейстоценового трога в мало измененном состоянии, который местами прикрыт чехлом морены, но свободен от голоценовых аллювиальных накоплений. Он протягивается в виде террасоподобной ступени вплоть до устья, главным образом вдоль левого берега реки.

Следует заметить, что плейстоценовые моренные гряды и коррелятные им отложения наблюдаются только по выходу из гор. Они фиксируют максимальную стадию развития ледника Машей во время последнего оледенения: в то время он не только заполнял врез, но и возвышался над окружающими равнинами. Однако следует констатировать, что это возвышение было незначительным, сопоставимым с современным гипсометрическим положением морены, и что ледник в прошлом на этом участке долины имел вид сравнительно узкого – 2–3 км – языка. Если бы ледник растекался широко по подножию, то он образовал бы обширный моренный амфитеатр в урочище Ештыккель, наподобие тех, что мы видим на востоке у выхода из гор, например, у долин Актру и Тепе.

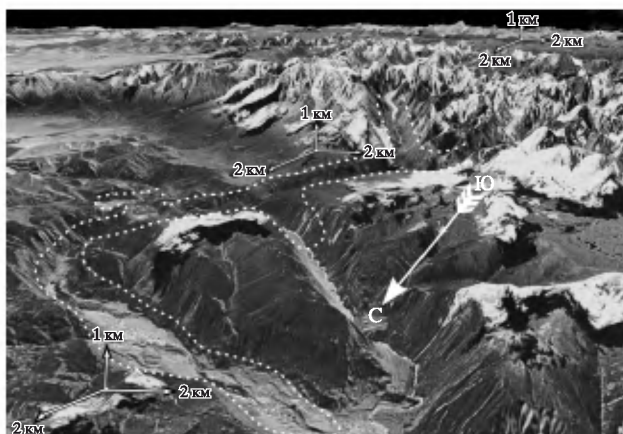
Аналогичная ситуация имеет место и в долине притока Каракабак, вдоль левого борта которого прослеживается прекрасно сохранившийся моренно-грядовый комплекс. Абс. отметки гребневой линии морен таковы: в самом начале (по выходу Каракабака из гор) около 2350 м, затем последовательное понижение на 100 м на каждые 1.5–2 км. Ниже устья последнего левого притока Карасу гряда спускается до отметки 2000 м, а ниже устья р. Машей – в долине Чуи, которая проходит через среднегорье с более значительной (до 2264 м) высотой, – морена вложена в трог. Там она отмечается лишь фрагментарно и образует террасоподобные площадки на склонах.

Рельефообразующая деятельность р. Машей на этом отрезке долины меняется. *Аккумуляция* в постепенно сужающемся пойменно-русовом комплексе распространяется примерно еще на 2 км ниже впадения р. Каракабак и связана в основном с материалом, поступающим из этого притока. Далее наблюдается *эрозионный врез* в днище плейстоценового трога, который вниз по течению углубляется и формируется ущелье глубиной в несколько сотен метров.

Судя по отрывочным сведениям очевидцев, катастрофический паводок, вызванный прорывом оз. Машей 17 июля 2012 г., вызвал сильный размыв берегов и русла реки, в результате чего русло сместилось вправо и было частично заполнено принесенным сверху обломочным материалом.

Палеотрог ледника Машей в современной долине р. Чуи многократно описан разными исследователями [2, 5, 9, 15 и др.]. Независимо от различия взглядов на историю формирования рельефа региона, они единодушно отмечают, что на протяжении

Рис. 4. Перспективное космофото-изображение северного склона Северо-Чуйского хребта и палеотрога Машей в покинутой долине р. Чуя (по материалам Google Earth). Пунктиром показана граница распространения палеоледника



примерно 5 км – от устья р. Машей до места разветвления долины Чуи на современную и брошенную – плейстоценовый ледник продолжал двигаться в направлении, заданном его верхним течением, но противоположном нынешнему течению реки (рис. 1). Троговый характер долины выражен здесь в основном крутыми бортами и перегибами плеча над ними на абс. отметках 1800–1900 м. Днище долины и нижние части склонов несут следы интенсивного размыва в виде глубокого вреза самой Чуи и многочисленных логов по руслам временных водотоков.

Палеодолина р. Чуи со следами обработки плейстоценовым ледником Машей проходит параллельно на расстоянии до 10 км к северу от современной долины (рис. 1 и 4) и на протяжении более 20 км используется как удобный путь сообщения (здесь идет Чуйский тракт). Это объясняется прекрасной сохранностью реликтовых форм последнего оледенения – в первую очередь, широкого плоского днища, осложненного лишь моренным микрорельефом и пойменно-русловым комплексом дренирующих водотоков. Исключение составляет крупный конус выноса, образованный р. Чибитка в районе пос. Акташ. Пройдя полностью палеодолину, позднеплейстоценовый ледник снова выходил в современную долину Чуи в районе пос. Чибит, где конечноморенные образования фиксируются на абс. высоте примерно 1150 м [8, 15, 19 и др.].

Некоторые выводы

1. *Уровень заполнения долины р. Машей позднеплейстоценовым ледником* является принципиальным вопросом региональной геоморфологии, поскольку определяет характер и тенденцию развития рельефообразующих процессов в голоцене и в настоящее время. На основании измерений высот форм гляциального рельефа и установления их взаимосвязей с формами иного происхождения нами был составлен продольный профиль долин Машей и Чуи, показывающий положение позднеплейстоценового ледника (рис. 5). Прежде всего, учитывалось положение плеча трога, высота устьевых ригелей и ступеней всячих долин притоков в высокогорье, которые были отмечены, начиная с области абляции. На подгорной ступени уровень маркируется гребнем боковых морен, а в современной и брошенной долинах Чуи – моренным рельефом на бортах и в днище.

Самый сложный с точки зрения интерпретации палеоуровня ледника и одновременно самый важный для палеореконструкций участок находится в месте расхождения современной и древней долин Чуи, поскольку здесь определяется потенциально возможный уровень подпрудного плейстоценового водоема. С другой стороны, именно здесь морена и иные следы ледниковой деятельности подверглись размыву в наибольшей степени как во время спуска вод палеоводоема, так и после того. Полагая



Рис. 5. Продольный профиль палеоледника Машей

Ледник: 1 – плейстоценовый, 2 – голоценовый, 3 – современный; 4 – урез реки

столь же постепенное снижение тела ледника, как выше и ниже по долине, его высота в этом месте должна была достигать отметок 1800, максимум 1850 м. Более высокое положение ледника, указываемое разными исследователями (в интервале 2100–2500 м [6–8, 19 и др.]), должно было бы сопровождаться резким расширением выводной части ледника и распространением его на соседние склоны и вершины западного обрамления Курайской котловины и массива Белькенек (правобережье Чуи). Еще больше экспансия ледника должна была бы проявиться в урочище Ештыккель и в современной долине Чуи ниже устья р. Машей, поскольку его высота там должна была быть на 300–700 м больше ныне существующей моренной гряды и в месте выхода из высокогорья достигать абс. отметок 2600–3000 м. Такой ледник должен был бы полностью или частично перекрывать эту местность и оставить ледниковые формы рельефа на соответствующем высотном уровне и на удалении от магистральной долины. Однако этого не наблюдается.

2. *Отсутствие аккумулятивных ледниковых (моренных) форм рельефа плейстоценового возраста в высокогорной части долины р. Машей.* Выше устья притока Каракабак отмечены только экзарационные формы соответствующего возраста. Моренный материал не образовывал там крупных скоплений. Оставшийся маломощный чехол либо погребен под голоценовыми отложениями, либо переработан последующими процессами.

3. *Резкая смена геоморфологической обстановки в голоцене.* При этом следует отметить две прямо противоположные тенденции: в высокогорной части долины р. Машей, бывшей в плейстоцене областью тотальной денудации, появилась также область интенсивной аккумуляции. Тогда как участок нижнего течения, где в позднем плейстоцене шло отложение морены и флювиогляциала, напротив, стал областью преимущественного размыва, откуда материал поставляется в русло р. Чуя. При этом вряд ли имеет смысл связывать такую смену с характером тектонических движений: она просто следует логике смены геоморфологических процессов на этапе дегляциации.

4. *Почти полное прекращение поставки обломочного материала из высокогорья, за исключением взвешенных наносов.* В течение голоцена материал поступает и в трог главной долины, и в трог ее притоков, а также в каровые “полости”, лишившиеся ледников, где формируется сложный комплекс склоновых, флювиальных, криогенных и ледниковых аккумулятивных форм.

5. *Унаследованно развивающийся с позднего плейстоцена пояс денудационного рельефа* приурочен к высокогорью выше уровня плеча трога [18]. Для него характерно преобладание нивально-гравитационных (лавинных) процессов; реже, на относительно пологих склонах, продолжают господствовать нивально-криогенные формы. К унаследованно развивающимся можно также отнести экзарационный рельеф на участках, занятых областью питания современных ледников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Обручев В.А. Алтайские этюды (этиюд первый). Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае // Землеведение. 1914. Кн. 1. С. 50–93.
2. Нехорошев В.П. Современное и древнее оледенение Алтая // Тр. III съезда геологов. Ташкент: Изд. Среднеазиатск. отд. Геолкома, 1930. Вып. 2. С. 371–389.
3. Москвитин А.И. Алтайские ледоемы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 5. С. 143–156.
4. Ивановский Л.Н. О морфологии конечноморенных образований Алтая // Гляциология Алтая. Томск: Изд-во ТГУ, 1962. Вып. 2. С. 37–58.
5. Десяткин Е.В., Ефимцев Н.А., Селиверстов Ю.И., Чумаков И.С. Еще о ледомах Алтая // Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода. 1963. Вып. XXII. С. 64–75.
6. Бутвиловский В.В. Катастрофические сбросы вод ледниково-подпрудных озер Юго-Восточного Алтая и их следы в рельефе // Геоморфология. 1985. № 1. С. 65–74.
7. Гросвальд М.Г., Рудой А.Н. Четвертичные ледниково-подпрудные озера в горах Сибири // Изв. РАН. Сер. геогр. 1996. № 6. С. 112–126.
8. Зольников И.Д., Мистрюков А.А. // Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катунь. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 2008. С. 182.
9. Тронов М.В. Современное оледенение Алтая. Томск: Изд. ТГУ, 1948. 202 с.
10. Назаров А.Н., Агатова А.Р. Динамика ледников Северо-Чуйского хребта на Центральном Алтае во второй половине голоцена // М-лы гляциол. исследований. 2008. № 105. С. 73–86.
11. Петкевич М.В. О зональности рельефа и рельефообразующих процессов в высокогорье юго-восточного Алтая // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1968. С. 75–81.
12. Агатова А.Р. Постледниковое развитие долины реки Аккол (Южно-Чуйский хребет) // Геоморфология. 1999. №2. С. 52–59.
13. Окишев П.А. Новые данные о динамике ледников горного узла Биш-Иирду // Гляциология Алтая. Томск: Изд-во ТГУ, 1962. Вып. 2. С. 216–230.
14. Окишев П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск: Изд-во ТГУ, 1982. 209 с.
15. Окишев П.А., Бородавко П.С. Реконструкции “флювиальных катастроф” в горах Южной Сибири и их параметры // Вестн. ТомскГУ. 2001. № 274. С. 3–12.
16. Галанин А.А. Каменные глетчеры Северо-Востока России: строение, генезис, возраст, географический анализ: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 2009. 35 с.
17. Быков Н.И. К вопросу происхождения Маашейского озера (Алтай) // Геоморфология Центральной Азии. Барнаул: Изд-во АлГУ, 2001. С. 51–53.
18. Буланов С.А. Ярусы морфогенеза и высотная дифференциация морфоскульптуры в Центральноазиатском горном поясе // Геоморфология. 2008. № 4. С. 84–89.
19. Рудой А.Н. Четвертичные ледоемы Южной Сибири // М-лы гляциол. исследований. 2001. № 90. С. 40–46.
20. Рудой А.Н., Галахов В.П., Данилин А.Л. Реконструкция ледникового стока верхней Чуи и питание ледниково-подпрудных озер в позднем плейстоцене // Изв. ВГО. 1989. Т. 121. Вып. 3. С. 236–244.

Ин-т географии РАН

Поступила в редакцию
29.03.2011

MORPHOSCULPTURE OF THE RIVER MASHEY VALLEY (CENTRAL ALTAI)

S.A. BULANOV

Summary

Complexes of exogenous processes and morphosculptures in the mountain valley of the Mashey river (North Chuya Ridge, Central Altai) are described. 5 sites with different geomorphic structure were distinguished: two – in the river head occupied by glacier, two – in the high mountain part, where Pleistocene trough is transformed intensely by slope, cryogenic and fluvial processes, one – in the low mountain part, where the relics of glacial forms are predominant. On the base of paleo-trough and associate landforms morphometry the reconstruction of paleo-glacier Mashey was fulfilled. We ascertain that no Pleistocene moraines exist in the upper part of the valley, and that in Holocene a sharp change of geomorphologic situation took place, which led to accumulation renewal.