

оледенения в бассейне реки Чарыш // Ландшафты Западной Сибири: проблемы исследований, экология и рациональное использование. Материалы VII Международной межвузовской конференции. – Бийск: НИЦ БПГУ, 2001. – С. 11–13.

Федянов В.В., Забелян С.М., Полесский В.П. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Горного Алтая (листы М-44-35-А и М-44-35-В) // Отчет Западно-Ионышской партии о поисково-съёмочных работах масштаба 1:50000, проведенных в 1963–1966 гг. – Карамышево, 1967.

Цейтлин С.М. Геология пещерных палеолитических стоянок Алтая (бассейн р. Чарыш) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1974, № 42, с. 108–115.

Чумаков И.С. Кайнозой Рудного Алтая. – М.: Наука, 1965. – 222 с.

Шокальский С.П., Кузнецов С.А., Бутвиловский В.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения р. Чарыша // Отчет Едиганской партии о результатах групповой геологической съёмки масштаба 1:50000, проведенной в 1982–1987 гг. в северо-западной части Горного Алтая. Листы М-44-23-В, Г; М-44-35-Б; М-44-36-А, Б. – Новокузнецк, 1987.

О ДОСТОВЕРНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА МОРЕН ДЛЯ ЦЕЛЕЙ РЕКОНСТРУКЦИИ РАЗМЕРОВ ДРЕВНИХ ЛЕДНИКОВ АЛТАЯ

Г.Г. Русанов

ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское

Для оценки размеров бывших оледенений или их стадий при дегляциации геоморфологи и геологи-четвертичники, как правило, используют конечно-моренные комплексы. Многие из них считают, что площади распространения более молодых оледенений Горного Алтая последовательно уменьшались, и в периоды деградации оледенения формировались морфологические комплексы последовательного сокращения ледников (Борисов, Минина, 1989; Девяткин, 1965; Разрез новейших., 1978; Раковец, Шмидт, 1963; Окишев, 1982 и др.). Изучение морфологии моренного рельефа в ледниковых долинах позволяет оценить не только максимальное распространение ледников, но и оценить стадии их деградации (Окишев, 1980).

Как указывает Л.Н. Ивановский, «основой таких сопоставлений конечных морен продолжает оставаться морфология. В долинах устанавливается число конечных морен, их положение в долине и морфология, исследуется состав обломочного материала, его выветренность и характер мелкоземистой части. Описывается последовательность расположения конечных морен от конца ледника и от наиболее древней конечной морены (максимальной фазы), одновременно изучается характер соотношения конечных морен с речными террасами. Подсчитывается депрессия снеговой линии (где это возможно) и приводятся сравнения полученной депрессии по долинам горной страны» (1981, с. 118). Однако далее он отмечает, что сопоставление конечных морен затруднительно, когда в долинах одной горной страны их неодинаковое количество и они имеют разную морфологию.

Д. Боуэн (1981) на примере альпийской ледниковой схемы Пенка и Брюкнера показал, что количество ледниковых эпох, зафиксированных в рельефе и отложениях, основанных лишь на морфологических данных, слабо контролируемых стратиграфией и абсолютной геохронологией, являются ошибочными и не отвечают действительности.

К сожалению, отсутствие органики в алтайских верхнеплейстоценовых ледниковых отложениях и, соответственно, радиоуглеродного датирования приводит к неоднозначному толкованию времени формирования моренных образований.

Один из основоположников гляциальной геоморфологии гор Л.Н. Ивановский (1981), развивая морфологический метод, в результате своих многолетних исследований пришел к выводу, что «к настоящему времени все палеогеографические построения, основанные на морфологическом методе, требуют подтверждения путем определения абсолютного возраста отложений. При отсутствии абсолютных датировок возраст одних и тех же конечных морен оценивается различно» (с. 119).

«Одни и те же древние моренные комплексы, при отсутствии их абсолютного датирования, разными исследователями могут быть отнесены не только к разным стадиям, но и разным оледенениям, не говоря уже о количественном выделении самих комплексов» (Бакков, 1996, с. 116).

В то же время один из сторонников морфологического метода оценки максимума распространения последнего оледенения П.А. Окишев (1982) указывает, что «как и в других горных странах..., на Алтае позднеплейстоценовый ледниково-аккумулятивный рельеф в основном существенно отличается от образований предшествующей, среднеплейстоценовой, ледниковой эпохи незначительным преобразованием своих типичных морфологических признаков» (с. 7). В одной этой фразе сразу бросаются в глаза две несвязанные формулировки: «... в основном существенно отличается ...» и «... незначительным преобразованием...». Очевидно, что на основе такого «существенного отличия», как «незначительное преобразование», очень даже легко можно спутать разновозрастные конечно-моренные комплексы.

Далее П.А. Окишев отмечает, что «в большинстве случаев граница максимального распространения позднеплейстоценовых ледников фиксирована более или менее значительными конечными моренами, ниже которых строение придонной части долин заметно изменяется: исчезают поперечные валообразные нагромождения обломочного материала, не связанные с выносом его из боковых долин или оползнями; днище долин расширяется или его плановая чёткообразность становится менее выраженной; верхние аккумулятивные террасы контактируют непосредственно с коренными склонами долин, а не с прибортовыми шлейфами рыхлых отложений; появляются высокие камовые террасы, не характерные, как правило, для участков долин в пределах позднеплейстоценового оледенения; русла временных водотоков выходят непосредственно к урезу реки или на низкие надпойменные террасы, а не заканчиваются конусами выноса на склонах долин; продольный профиль русла реки выравнивается, исчезают резкие перепады его уклона на коротких расстояниях» (1982, с. 7).

Все бы хорошо, но используя только морфологический метод, можно размытые и пролювиально переотложенные моренные образования и просто сели, оползни, каменные потоки, а также отложения супрагляциального комплекса (Каплянская, Тарноградский, 1993), легко спутать и принять за конечные морены (Ивановский, 1967).

О такой ошибке в одной из долин Северо-Чуйского хребта прямо говорит Л.Н. Ивановский (1993): «Все четыре приведённые даты свидетельствуют о молодости каменных потоков, спускавшихся сюда уже после отступления ледника Ян-Карасу, конечные морены которого расположены значительно ниже по долине. Интересно отметить, что вышерасположенный каменный поток оказался древнее почти на 3000 лет нижерасположенного, по видимому, граница леса 6000 лет назад была ещё выше, чем 3000 лет назад. Это также свидетельствует о том, что описанные каменные потоки не были связаны с древним ледником и полностью питались продуктами выветривания склонов, и заключение П.А. Окишева (1982), принявшего их за конечные морены, ошибочно» (с. 62–63).

Часто ледник в ходе деградации и отступления оставляет в котловине или транзитной долине поля «мёртвого» льда, потерявшие подвижность. При дегляциации таких полей наряду с основной мореной, отложившейся под ледником в ходе его движения, формируется супрагляциальный комплекс на ее поверхности (Каплянская, Тарноградский, 1993).

На поверхности «мёртвых» ледяных массивов, которые могут достигать по толщине многих десятков метров, возникают ложбины и колодцы. «В этих ложбинах и колодцах формируются аквагляциальные отложения и диамиктоны абляционных оплывневых морен за счет вытаивания и оплывания обломочного материала из мореносодержащего «мёртвого» льда. При окончательном таянии там, где в кровле «мёртвого» льда были ложбины и колодцы, формируется инверсионный холмисто-грядовый рельеф. Эти холмы и гряды проецируются на поверхность основной (базальной) морены, образовавшейся в прогрессивную стадию развития ледника. Основываясь только на геоморфологических наблюдениях, далеко не всегда на местности легко отличить инверсионные моренные гряды от конечно-моренных валов или от ребристой базальной морены. Поэтому важной диагностической характеристикой является внутреннее строение инверсионных абляционно-моренных гряд» (Зольников, Мистрюков, 2008, с. 31–32).

В последние годы стало ясно, что схемы стадияльной последовательности отдельных морен в горных долинах и предгорьях, когда каждая последующая моложе предыдущей, да к тому же на одинаковый отрезок времени, в большинстве случаев не соответствуют действительности (Агатова и др., 2002; Баков, 1996; Ганюшкин, 2001; Рудой и др., 2000; Селиверстов, 1999; Соломина, 1999; Чистяков, 2001, 2008 и др.).

В случае постепенных повышения температур и деградации последнего оледенения ледники Алтая не могли сократиться до своего современного состояния. Они имели бы в настоящее время намного большие размеры и оканчивались бы значительно ниже (Галахов, Мухаметов, 1999).

По результатам исследований последних лет в горах Алтая и Внутренней Азии было установлено, что «... сокращение ледников не было планомерным постепенным таянием с временными задержками пассивного типа, а носило характер активного сопротивления ухудшающимся для сохранения оледенения условиям окружающей среды. В результате в периоды относительного похолодания, особенно если оно сопровождалось и увеличением количества выпадающих атмосферных осадков, ледники не просто останавливались и формировали стадияльные морены, а имели возможность продвигаться вперед, подчас занимая потерянные площади или даже превосходя их. В последних случаях наблюдаются вложения и перекрытия молодыми моренами древних» (Селиверстов, 1999, с. 43).

Стало быть, вполне определенно можно говорить о возвратно-поступательном сокращении горного оледенения Алтая (Селиверстов, 1999), носившего, по определению А.Н. Рудого (2000), характер быстрых ледниковых подвижек (пульсаций) – сёрджей. В результате чего более ранние морены не только перекрывались, но зачастую и полностью уничтожались. В бассейне Башкауса плановые очертания морен в ряде случаев свидетельствуют в пользу напорно-пульсационного образования для некоторых комплексов, резко срезающих более ранние (Бутвиловский, 1993). Такие же особенности в деградации вюрмского оледенения массива Монгун-Тайга на юго-западе Тувы отмечает и Д.А. Ганюшкин (2001), когда моренные комплексы более молодой стадии в большинстве долин надвинуты, а на юге массива на 5 км простираются дальше морен более ранней стадии, спускаясь на 50–250 м гипсометрически ниже последних.

В долине реки Есконго (северный склон Айгулакского хребта) конечно-моренные комплексы отсутствуют, хотя её днище выполняет толща ледниковых отложений видимой мощностью до 20 м. Изучение обнажений показало, что накапливались они во время деградации последнего оледенения. Нижняя часть их может быть отнесена к стадияльному похоло-

данию раннего дриаса. Во время межстадиального потепления бёллинг ледник отступил далеко вверх по долине Есконго. Во время похолодания среднего дриаса он вновь продвинулся вниз по долине, заняв практически прежнее положение, а его морена перекрыла морену предыдущей стадии (Русанов, 2009а).

Возвратно-поступательный (пульсирующий) характер деградации предполагается нами и для ледника, заполнявшего долину реки Кубадру в бассейне Башкауса (Русанов, Рудой, 2005; Русанов, 2010).

В устье Куэختанара всю правобережную часть долины реки Чуи перегораживает мощный прекрасно выраженный конечно-моренный комплекс Куэختанарского ледника, термолюминесцентный возраст которого 30 и 18–20 тысяч лет (Carling et al., 2002). По мнению В.В. Бутвиловского (1993), основная морена этого ледника аккумулирована здесь в период деградации последнего оледенения. Из озёрно-ледниковых отложений, накапливавшихся перед этим комплексом, получены термолюминесцентные датировки позднесарганского (поздневиюрского) времени: 14 ± 2 и 12 ± 2 тысячи лет (Шейнкман, 1993), а в более поздней работе эти же датировки указаны как $14,5 \pm 1,5$ и $13,5 \pm 1,5$ тысячи лет (Шейнкман, 2002). Поэтому не исключено, что этот конечно-моренный комплекс отражает положение Куэختанарского ледника не в максимум последнего оледенения, как принято считать (Девяткин, 1965; Окишев, 1982 и др.), а в одну из стадий эпохи деградации, возможно, даже в позднем дриасе (Русанов, 2007). «Периоду деградации оледенения принадлежат, очевидно, практически все выраженные в рельефе отложения собственно ледникового комплекса и парагенетически связанные с ними осадки» (Бутвиловский, 1993, с. 53).

Таким образом, морфологический метод определения максимального распространения оледенения в целом, и особенно для бассейна верхнего течения реки Коксы, где ледниковые отложения развиты достаточно широко, а конечно-моренные комплексы отсутствуют, не даёт приемлемых результатов.

Связано это с тем, что в районах со значительной снежностью (даже в настоящее время зимой на хребте Холзун глубина снежного покрова достигает 6–8 м), энергия оледенения была существенно больше, чем в Центральном и Юго-Восточном Алтае, на примере которых этот метод разрабатывался. Например, район г. Белухи, Катунский, Курайский, Северо- и Южно-Чуйский и другие хребты характеризуются ярко выраженными конечно-моренными комплексами. Бассейн же верхнего течения Коксы вследствие значительного годового количества современных осадков (900–1000 мм и более) характеризуется отсутствием выраженных морфологических признаков былого оледенения гипсометрически ниже распространения молодых позднеголоценовых конечно-моренных комплексов.

По данным П.А. Окишева (1982), в настоящее время снеговая линия на хребте Холзун проходит на высоте 2100–2350 м. Депрессия снеговой линии в максимум позднеплейстоценового оледенения составляла здесь 700 м. Конечные морены этого максимума наблюдаются в долинах хребта Холзун на абсолютных высотах около 1400–1500 м. Таким образом, получается, что ледники оканчивались на высоте границы питания. Это нонсенс.

По В.В. Бутвиловскому и Н. Прехтелю (2000), активные ледники не достигали межгорных впадин и долинных расширений ниже 1300–1250 м. По нашим же данным, в разных долинах хребта Холзун морфологически выраженные в рельефе конечно-моренные комплексы не опускаются ниже 1400–1730 м и относятся к ледниковым стадиям позднего голоцена – аккемской, исторической и актру. А их высотное положение зависит от глубины и уклона долин, их ориентировки, экспозиционной приуроченности ледниковых каров и цирков.

Для бассейна верхнего течения реки Коксы все усугубляется ещё и существованием в Абайской котловине и долине Коксы в период максимума последнего оледенения так назы-

ваемых «наледных» ледоёмов (Рудой, 1990), формирование в которых рыхлых отложений до сих пор совершенно не разработано. Связано это с тем, что само существование «наледных» ледоёмов подавляющим большинством специалистов пока отрицается в силу неразработанности данного вопроса.

Литература

Агатова А.Р., Ван Хьюл В., Мистрюков А.А. Динамика ледника Софийского (Юго-Восточный Алтай): последний ледниковый максимум – 20 век // Геоморфология, 2002, № 2, с. 92–104.

Баков Е.К. Об определении депрессии снеговой линии как методе палеогляциологических реконструкций // Материалы гляциологических исследований, вып. 80, 1996, с. 116.

Борисов Б.А., Минина Е.А. Плейстоценовые оледенения Алтае-Саянской области, их корреляция и реконструкция // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. – М.: Наука, 1989. – С. 217–223.

Боуэн Д. Четвертичная геология. – М.: Мир, 1981. – 272 с.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. – Томск: Изд-во ТГУ, 1993. – 252 с.

Бутвиловский В.В., Прехтель Н. Особенности проявления последней ледниковой эпохи в бассейне Коксы и верховье Катунь // Современные проблемы географии и природопользования. Вып. 2. – Барнаул: Изд-во АГУ, 2000. – С. 31–47.

Галахов В.П. Имитационное моделирование как метод гляциологических реконструкций горного оледенения (по материалам исследований на Алтае). – Новосибирск: Наука, 2001. – 134 с.

Галахов В.П., Мухаметов Р.М. Ледники Алтая. – Новосибирск: Наука, 1999. – 136 с.

Галахов В.П., Русанов Г.Г. Расчет планового положения ледников на максимум последнего похолодания (по исследованиям в Абайской котловине) // Бюлл. «Природные ресурсы Горного Алтая», 2008, № 1, с. 47–52.

Ганюшкин Д.А. Эволюция климата и оледенения массива Монгун-Тайга (Юго-Западная Тува) в вюрме и голоцене. Автореферат диссертации ... канд. геогр. наук. - СПб., 2001. – 17 с.

Десяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. – М.: Наука, 1965. – 244 с.

Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катунь. – Новосибирск: Параллель, 2008. – 182 с.

Ивановский Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. – Л.: Наука, 1967. – 264 с.

Ивановский Л.Н. Гляциальная геоморфология гор (на примере Сибири и Дальнего Востока). – Новосибирск: Наука, 1981. – 173 с.

Ивановский Л.Н. Экзогенная литодинамика горных стран. – Новосибирск: Наука, 1993. – 160 с.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Гляциальная геология: Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба. – СПб.: Недра, 1993. – 328 с.

Окишев П.А. Признаки древнего оледенения и их палеогляциологическая информативность // Вопросы географии Сибири. Вып. 13. – Томск: Изд-во ТГУ, 1980. – С. 60–87.

Окишев П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. – Томск: Изд-во ТГУ, 1982. – 210 с.

Разрез новейших отложений Алтая / под ред. К.К. Маркова. – М.: Изд-во МГУ, 1978. – 208 с.

Раковец О.А., Шмидт Г.А. О четвертичных оледенениях Горного Алтая // Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая геологическая история Алтая. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 5–31.

Рудой А.Н. Ледоёмы и ледниково-подпрудные озера Алтая в плейстоцене // Известия ВГО, 1990, т. 122, вып. 1, с. 43–52.

Рудой А.Н., Лысенкова З.В., Рудский В.В., Шишин М.Ю. Укок (прошлое, настоящее, будущее). – Барнаул: Изд-во АГУ, 2000. – 172 с.

Русанов Г.Г. Озера и палеогеография Северного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене. – Бийск: БПГУ, 2007. – 164 с.

Русанов Г.Г. Особенности позднечетвертичного оледенения бассейна реки Есконго в Горном Алтае // Известия РГО, 2009а, т. 141, вып. 5, с. 52–57.

Русанов Г.Г. Четвертичные отложения бассейна верхнего течения реки Коксы // Бюлл. «Природные ресурсы Горного Алтая», 2009б, № 2, с. 80–95.

Русанов Г.Г. Об особенностях строения и условиях формирования четвертичных отложений разреза Кубадру // Известия Томского политехнического университета. Науки о Земле. – 2010. - Т. 316. - № 1. – С. 39–43.

Русанов Г.Г., Рудой А.Н. Некоторые замечания о строении, возрасте и условиях формирования четвертичных отложений в долине реки Кубадру // Известия Бийского отделения РГО. Вып. 25. – Бийск: РИО БПГУ, 2005. – С. 37–40.

Селиверстов Ю.П. Возвратно-поступательный характер стадийных сокращений горных ледников // Известия РГО, 1999, т. 131, вып. 4, с. 43–47.

Соломина О.Н. Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. – М.: Научный мир, 1999. – 272 с.

Чистяков К.В. Ландшафты Внутренней Азии: динамика, история и использование. Автореферат диссертации ... докт. геогр. наук. – СПб., 2001. – 50 с.

Чистяков К.В. Ландшафты Горного Алтая и их современная динамика // Известия Горно-Алтайского отдела РГО. – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ, 2008, - № 1. – С. 124–133.

Шейнкман В.С. К проблеме древнего оледенения в горах Сибири // Гляциология Сибири. Вып. 4 (19). – Томск: Изд-во ТГУ, 1993. – С. 57–69.

Шейнкман В.С. Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая и их тестирование на разрезах Мертвого моря // Материалы гляциологических исследований, - вып. 93, - 2002. – С. 41–54.

Carling, P.A., Kirkbride, A.D., Parnachov, S., Borodavko, P.S., Berger, G.W. Late Quaternary catastrophic flooding in the Altai Mountains of south-central Siberia: a synoptic overview and an introduction to flood deposit sedimentology // International Association of Sedimentologists, Special Publication 32. – Oxford, England. 2002. – P. 17–35.