

УДК 551.435.4

СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Р., ОРЛОВ А. В.

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ГОРНЫХ ЛЕДНИКОВ

Литоморфологический анализ ледниково-аккумулятивных форм — эффективный путь оценки рельефообразующей деятельности горных ледников. Даются четкие диагностические признаки поверхностных и донных морен; установлено, что в строении ледниково-аккумулятивных форм рельефа преобладает материал, поступивший от ложа ледников. Соответственно признается активная роль ледников в формировании морфоскульптуры высокогорий. Прослежена динамика зоны максимальной экзарации горных ледников в голоцене. Темпы ледниковой аккумуляции и экзарации были примерно равны и составляли около 4 мм/год.

В современной географии усиленно развиваются направления, связанные с прогнозированием природных изменений, и на этом фоне усиливается интерес к количественным оценкам процессов рельефообразования. В горных странах, подвергающихся интенсивному хозяйственному освоению, такие оценки особенно актуальны, поскольку рельефообразующие процессы протекают там наиболее интенсивно и нередко приводят к неблагоприятным последствиям и даже стихийным бедствиям.

Одна из наиболее сложных и дискуссионных проблем изучения морфоскульптуры гор — количественная оценка гляциально-нивальных процессов. Как известно, в облике рельефа многих горных стран отчетливо выражен набор морфологических элементов, связанных с пребыванием ледников и приуроченных к определенным вертикальным поясам. Еще на ранних этапах исследования гор обращалось внимание на трюги, кары, ригели и некоторые другие формы рельефа, обычно трактуемые как результат ледниковой эрозии, или экзарации. Широкое площадное распространение этих форм и их значительные размеры использовались как доказательство интенсивности экзарации [1]. Однако наряду с этой распространенной точкой зрения складывались диаметрально противоположные представления, согласно которым ледники не оказывали заметного воздействия на рельеф [2], и многие из вышеперечисленных форм рельефа связывались с проявлениями водной эрозии, трещинной тектоники, нивации, склоновых процессов и выветривания, а ледникам приписывалось только консервирующее воздействие на рельеф. При этом обращалось внимание на тот факт, что развитие оледенения стимулировало деятельность других денудационных процессов в горах. При столкновении этих противоположных точек зрения возникла еще одна позиция, суть которой заключалась в том, что ледники рассматривались как модификаторы ранее созданных морфоскульптур [3].

Различия во взглядах на рельефообразующую роль горных ледников можно объяснить несколькими причинами. Прежде всего неоднозначность оценок экзарации возникла из-за невозможности постановки непосредственных наблюдений процессов, происходящих на контакте ледник — ложе. Поэтому в своих построениях и противники и сторонники ледниковой эрозии могли использовать только теоретические расчеты и фрагментарные наблюдения в концевых частях ледников [4, 5]. Однако надо заметить, что, поскольку в теоретические расчеты закладывалась разнородная и часто случайно выбранная информация, конечные результаты оказывались взаимоисключающими, а конкретное использование предложенных моделей ограничивалось многочисленными допущениями [6, 7]. Между тем натурные наблюдения сводились главным образом к фиксации результатов абрадирующего и выпахивающего воздействия льда в ледниковых трещинах, гротах, туннелях [8—10]. Анализ таких сравнительно мелких следов экзарации, как полировка, штри-

ховка, шрамы и разнообразные сколы, встречающихся на поверхности валунов и недавно освободившихся от льда коренных пород, большей частью способствовал раскрытию лишь механизма воздействия ледников на ложе и не давал представления о масштабах переработки рельефа. В то же время изучение крупных экзарационных форм рельефа при отсутствии их надежной хронологической привязки не могло обеспечить получение точных оценок экзарации.

Более систематизированные сведения о геологической работе ледников могут быть получены из анализа ледниково-аккумулятивных форм рельефа, которые, на наш взгляд, являются более информативными объектами по сравнению с экзарационными формами. Длительное время их изучение в горах носило главным образом описательный характер и в основном сводилось к морфографическим характеристикам моренного рельефа и не подкреплялось исследованиями вещественного состава и строения.

Между тем в современных исследованиях рельефа и осадочных пород разработана целая система взаимосвязанных и взаимодополняющих полевых и камеральных методов, составляющих основу литоморфологического анализа [11]. Результаты этого анализа предоставляют полноценный набор информации об условиях образования, транспортировки и накопления рыхлых отложений и связанных с ними форм рельефа. Такой подход мы применили при изучении горно-ледникового рельефа Центрального Кавказа в 17 ключевых районах. Наиболее эффективными оказались следующие методы: гранулометрический и минералогический анализы моренного мелкоседа (фракции менее 20 мм), анализ формы обломков, их петрографического состава и ориентировки (фракции 10—30, 30—50, 50—70 и 70—100 мм), а также некоторые другие приемы, благодаря которым удалось получить оценки рельефообразующей деятельности долинных ледников. Эти ледники расположены в глубоких трогах, выработанных преимущественно в гранитоидных породах осевой зоны Большого Кавказа. Длина языков наиболее крупных ледников не превышает 9 км, а мощность льда, по данным радиолокационного зондирования [12], может составлять более 300 м. По температурному режиму эти ледники относятся к умеренному типу, характеризующемуся наличием водной пленки на контакте ледника с ложем.

Прежде чем перейти к изложению наших результатов, остановимся на основных способах обогащения льда обломочным материалом в горных районах. Первый из этих способов связан с поступлением обломков на поверхность ледников с окружающих склонов или с возвышающихся над льдом выступов коренных пород — нунатаков. Основной агент образования обломочного материала — процессы физического выветривания коренных пород. Если источники поступления обломков расположены выше границы питания, то каменный материал медленно погружается в тело ледника и транспортируется внутри него, впоследствии вытаявая на поверхность языка в зоне абляции. В том случае, когда обломки поступают на ледник ниже границы питания, они перемещаются исключительно по поверхности ледника. В совокупности этот материал образует поверхностную морену. В зависимости от расположения и концентрации обломков на поверхности ледника выделяются срединные и боковые морены, а также собственно чехол поверхностной морены, нередко сплошь облегающий поверхность ледникового языка.

Многие авторитетные исследователи [13—15] сводили всю геологическую работу ледников к перемещению этих обломков вниз по долинам и считали, что большинство ледниково-аккумулятивных форм рельефа в горах сложено этим материалом. При этом нередко упускался из вида другой способ образования обломков, связанный с воздействием ледников на ложе. Этот обломочный материал обычно сконцентрирован в придонном слое льда и транспортируется ледниками частично путем волочения по ложу, а частично по плоскостям сдвигов. Обогащенные моренным материалом базальные слои льда иногда обнажаются в концевых частях ледников в гротах, глубоких трещинах и промоинах. По

нашим наблюдениям, на отдельных кавказских ледниках мощность слоев мореносодержащего льда достигает 5 м.

Значительная часть транспортируемых таким путем обломков может откладываться непосредственно под движущимся льдом в основании ледников, составляя морену накопления. Фрагмент этого процесса нам удалось проследить на леднике Ушба на Центральном Кавказе, где обезвоженный горизонт отложенной у конца ледника морены видимой мощностью около 4 м в гроте непосредственно по простиранию переходил в мощный прослой мореносодержащего льда с высокой концентрацией обломочного материала. Однако такие наблюдения удается провести только в отдельных особо благоприятных ситуациях. Это лишний раз указывает, что данные, полученные в процессе наблюдений в концевых частях ледников, как правило, не всегда объективно отражают реальные соотношения поверхностных и донных морен в ледниковых отложениях.

Один из возможных путей решения этой задачи заключается в литологическом изучении транспортируемых и отложенных морен с целью установления их надежных диагностических признаков. Нам удалось установить существенные различия поверхностных и донных морен. Так, в поверхностных моренах обломочный материал совершенно не окатан и отличается уплощенной формой. В составе заполнителя этих морен преобладают дресва и щебен, а содержание глинисто-алевритовых частиц крайне незначительно. В донных моренах в отличие от поверхностных крупные обломки имеют в основном изометричную или сфероидальную форму и, как правило, хорошо окатаны. На поверхности таких обломков часто заметны характерные следы ледниковой обработки: штриховка, сколы, выбоины. Для мелкозема донных морен типично повышенное содержание глинисто-алевритовых фракций и ухудшение сортированности. Выявленные закономерности подтверждены массовыми статистическими данными и более подробно освещались нами ранее [16]. Сходные различия транспортируемых морен были установлены и в других горно-ледниковых районах [17—19].

Остановимся на причинах дифференциации литологических показателей разнотипных морен. По-видимому, обломки на поверхности и внутри ледников транспортируются преимущественно пассивно. Во всяком случае при переносе на небольшие расстояния (15—20 км) не наблюдается существенной переработки обломочного материала льдом. Наши наблюдения в стенках ледяных обрывов и трещин, а также результаты глубокого бурения и радиолокационного зондирования кавказских ледников [20, 21] определенно свидетельствуют о редком и рассеянном распределении камней в толще ледников. Эти немногочисленные обломки контактируют главным образом с чистым льдом, который, по-видимому, оказывает на них слабое абрадирующее воздействие. В частности, пониженное содержание тонких фракций в поверхностных моренах, вероятно, отражает незначительную эффективность процессов ледникового истирания и дробления каменного материала при рассматриваемом способе транспортировки. Исключение составляют только обломки наименее стойких к разрушению пород (например, юрских глинистых сланцев), и на поверхности ледников в отдельных местах нами наблюдались шлейфы разноса материала этих пород вплоть до довольно тонких частиц. Однако следует подчеркнуть, что это не характерно для обломков гранитоидных пород, преобладающих в составе кавказских морен. Поэтому внешний облик обломков, встречающихся на поверхности ледников, обычно принципиально не отличается от материала обвальнo-осыпных отложений. Соответственно можно прийти к заключению, что седиментологические особенности поверхностных морен в основном зависят от процессов физического выветривания коренных склонов долин и практически не связаны с деятельностью ледников.

Совершенно иной характер присущ переносу каменного материала вдоль ложа ледника, где наблюдается высокая концентрация обломков, испытывающих сильное трение о ложе и давление вышележащих слоев льда. В этих условиях происходит существенное измельчение обломоч-

ного материала [9, 18, 22], чему, вероятно, способствует и наличие водной пленки у ложа ледника. Так, средневзвешенный диаметр частиц мелкозема донных морен (d) составляет в среднем только 4,0 мм, тогда как в поверхностных моренах он значительно выше (5,7). Уменьшение размерности обломочного материала происходит как за счет его дробления, так и истирания. Надежным критерием дробления обломков при подледниковой транспортировке служат сколы и выбоины на их поверхности, которые особенно заметны на окатанных валунах. Количество обломков с четко различимыми сколами в некоторых донных моренах может достигать 8%.

Суммарный эффект дробления и истирания приводит к разрушению обломков пород до отдельных минеральных зерен, причем доля песчаных фракций в мелкоземе донных морен составляет 44%. Относительно высокое содержание глинисто-алевритовых частиц в моренах Центрального Кавказа, сложенных преимущественно гранитоидным материалом, вероятно, служит показателем интенсивности дробления и истирания, затрагивающего даже зерна минералов. Результатом истирания обломочных частиц является их окатанность (обработанность), которая выражена как в шлифовке граней, так и в общем смягчении первоначальной формы камней и приобретении ими сфероидальной формы. Коэффициенты окатанности обломков в донных моренах разных ледников колеблются от 20 до 41%.

Эта закономерность, видимо, вообще присуща донным моренам ледников умеренного типа, поскольку транспортировка обломков в условиях интенсивного донного таяния сопровождается их неоднократным перекачиванием [18]. Перенос обломков в нижних слоях мореносодержащего льда мог, по-видимому, сменяться эпизодическим отложением материала, чем объясняется появление неупорядоченной ориентировки удлиненных обломков в некоторых типах основных морен.

Возможно, в чередовании процессов захвата и отложения обломков у ложа ледника отражаются изменения гляциодинамических обстановок и в первую очередь разные соотношения донного таяния и динамических напряжений у основания ледника. В принципе эти соотношения можно связать с колебаниями климата в горных районах. Кроме того, на структуру донных морен наряду с особенностями транспортировки, вероятно, оказывают влияние сами способы образования обломочного материала (отщепление обломков от ложа и абразия последнего), принципиально иные, чем при формировании поверхностных морен.

Констатируемые различия материала поверхностных и донных морен практически всегда выражены достаточно резко, что способствует выявлению доли этих составляющих в отложенных моренах, представленных в виде гряд конечных и береговых морен, а также горизонтов основных морен. Эти образования подвергались детальному седиментологическому анализу, который охватывал не только их поверхностные, но и внутренние части. Полученные результаты [16] вполне определенно показали, что в строении большинства ледниково-аккумулятивных форм преобладает материал донных морен. Это наглядно видно на графике полей сосредоточения кумулятивных кривых гранулометрического состава мелкозема всех изученных нами разнотипных морен (рис. 1) и подтверждается результатами морфологического анализа крупнообломочного материала. Дополнительным диагностическим признаком таких морен является упорядоченная ориентировка удлиненных обломков преимущественно по направлению движения льда. Наши данные ставят под сомнение прежние представления о пассивной роли ледников в создании морфоскульптуры горных стран.

Внедрение литоморфологического анализа открывает немалые возможности не только для детальной диагностики способов образования форм моренного рельефа, но и для выявления пространственной дифференциации процессов взаимодействия ледника с ложем. В этом отношении наиболее действенным оказывается петрографический анализ крупнообломочного материала. Соответствующая работа, проведенная в со-

временных ледниковых системах, показала, что основная часть обломочного материала донных морен поступает из зон, расположенных в пределах ледниковых языков, резко отличаясь от поверхностных морен, сложенных обломками пород, коренные выходы которых преимущественно расположены в фирновых бассейнах. В качестве примера приведем конкретные данные петрографического анализа донных морен ледников Безенги и Шаурту. В них преобладают обломки гранодиоритов и плагиогранитов (60—70%) — пород, слагающих борта трогов выше концов этих ледников. В то же время такие обломки редко встречаются в поверхностных моренах, где доминируют обломки биотитовых гнейсов и

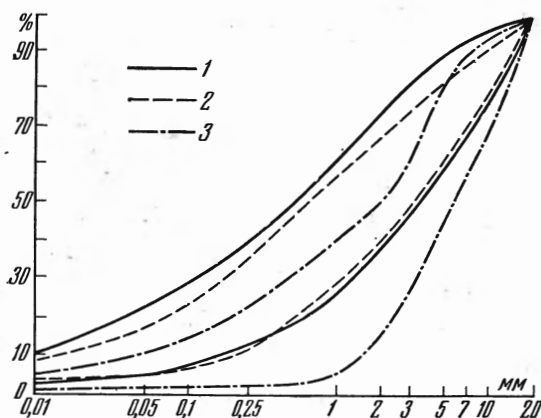


Рис. 1. Поле сосредоточения кумулятивных кривых гранулометрического состава мелкозема в моренах Центрального Кавказа

1 — отложенных, 2 — донных, 3 — поверхностных

сланцев (60% на леднике Шаурту) и лейкократовых гранитов (52% на леднике Безенги), коренные выходы которых находятся в фирновых бассейнах этих ледников в осевой зоне Главного хребта. На эту особенность обратил внимание еще Ф. Ю. Левинсов-Лессинг [23], констатировавший явное преобладание обломков лейкократовых гранитов на поверхности ледника Безенги.

Не менее показательным примером служит находка обломков кварцевых дацитов в донной морене ледника Дых-Су, поскольку, по данным Д. С. Белянкина [24], эта порода вообще не встречается на склонах, окаймляющих ледник. Остается предположить, что источник поступления обломков — вероятно, дацитовая дайка — находится под ледником. Аналогичный случай был установлен Е. В. Кузнецовой и И. Н. Кузнецовым [25] для Безенгийского ледника.

Практически результаты петрографического анализа обломков в донных моренах довольно определенно указывают, что наибольшее выпахивающее воздействие на ложе оказывают ледниковые языки, отличающиеся большими мощностями и высокими скоростями движения льда. Имеющиеся в нашем распоряжении данные позволяют более точно наметить положение зоны максимальной экзарации, которая обычно отстоит на несколько километров от концов ледников и соответствует средним и верхним участкам ледниковых языков. Например, для ледника Безенги (длина языка 9 км) эта зона расположена в довольно широком интервале — на расстояниях 3—9 км от его конца.

Детальные исследования морен Безенгийской долины помогли установить, как изменялось положение зоны максимальной экзарации на разных стадиях развития оледенения. Постановке таких исследований способствовали наличие большой серии разновозрастных краевых ледниковых образований и специфика поперечного заложения троговой долины по отношению к основным геологическим структурам, резко различающимся по петрографическому составу. Краевые ледниковые образования в долине, представленные конечно-моренными грядами и полосами холмисто-моренного рельефа, можно подразделить на две возрастные генерации, между которыми на участке долины протяженностью свыше 2 км следы стационарных положений конца ледника плохо сохра-

нились из-за интенсивного развития селевых и гравитационных процессов.

Верхняя генерация краевых образований наиболее приближена к концу ледника. Здесь распространены конечно-моренные гряды, нередко имеющие характерную подковообразную форму. Для установления возраста гряд использовались исторические и картографические данные, которые контролировались и согласовывались путем проведения лихенометрической съемки [16]. Все моренные гряды этой молодой генерации образовались в течение последних 150 лет и расположены на расстоянии от 0,5 до 2,5 км от конца ледника.

Рассматривая особенности петрографического состава обломков в моренах, можно отметить следующее. Обломки юрских глинистых сланцев, коренные выходы которых имеются на левом борту трога в непосредственной близости от слияния двух ветвей ледника Безенги, в небольшом количестве (14%) встречаются только в составе самой молодой морены у конца ледника. К северу от выхода юрских сланцев ниже по течению Безенгийский ледник пересекает полосу кварцевых диоритов и гранодиоритов. Содержание обломков этих пород в предфронтальной морене, так же как и в донной, достигает 22%, в конечно-моренной гряде 1940-х годов — 50%, 1910-х годов — 36% и далее последовательно убывает до 8% в грядах 1840-х годов. Важный компонент крупнообломочного материала в этих моренах — плагиограниты, распространенные как в верховьях, так и у конца языка ледника, что осложняет интерпретацию данных о содержании обломков этих пород в моренах. Однако учитывая закономерности распространения обломков кварцевых диоритов и гранодиоритов, можно предположить, что во время формирования предфронтальной морены снос материала с ледникового ложа главным образом происходил из района, расположенного ближе к верховью ледникового языка и сложенного плагиогранитами, глинистыми сланцами и частично диоритовыми породами (рис. 2).

При формировании более древних краевых образований область сноса обломочного материала последовательно перемещалась вниз по трогу (рис. 3) и во время накопления морен 1840-х годов располагалась в районе современного конца ледника. Об этом свидетельствует повышенное участие обломков плагиогранитов (56%) при относительно небольшом содержании кварцевых диоритов и гранодиоритов (8%) в составе крупнообломочного материала гряд этого возраста.

Более древняя генерация краевых ледниковых образований приурочена к поверхности моренной террасы, прослеживающейся на расстоянии от 5,5 до 10 км от конца ледника. Как показали радиоуглеродные, палинологические и стратиграфические данные [27], формирование морен рассматриваемой генерации происходило в три этапа во второй половине голоцена: наратлинская стадия — XII—XIII вв., юанакчирская — около 3 тыс. лет назад, беккямская — между 6,4 и 4,2 тыс. лет назад.

По особенностям петрографического состава морены этой генерации существенно отличаются от молодых краевых образований. Индикативные для предфронтальных морен кварцевые диориты, гранодиориты и хлоритовые гнейсы здесь не встречаются (см. рис. 2). Зато широко представлены обломки пород, распространенных преимущественно ниже современного конца ледника Безенги; биотитовые и лейкократовые граниты, биотитовые и гранатовые сланцы и гнейсы, частично плагиограниты. Соответственно можно сделать вывод, что область сноса обломочного материала при образовании морен, отстоящих от конца ледника на 5,5—10 км, располагалась гораздо ниже по долине, чем при формировании конечно-моренных гряд XIX—XX вв.

По соотношению основных компонентов можно попытаться детально проследить изменения в положении зоны максимальной экзарации во второй половине голоцена. Так, в морене наратлинской стадии, удаленной от конца ледника на 5,5—6 км, преобладают обломки биотитовых (45%) и лейкократовых (45%) гранитов; а остальное приходится на долю биотитовых и гранатовых сланцев и гнейсов. На прилагаемой схе-

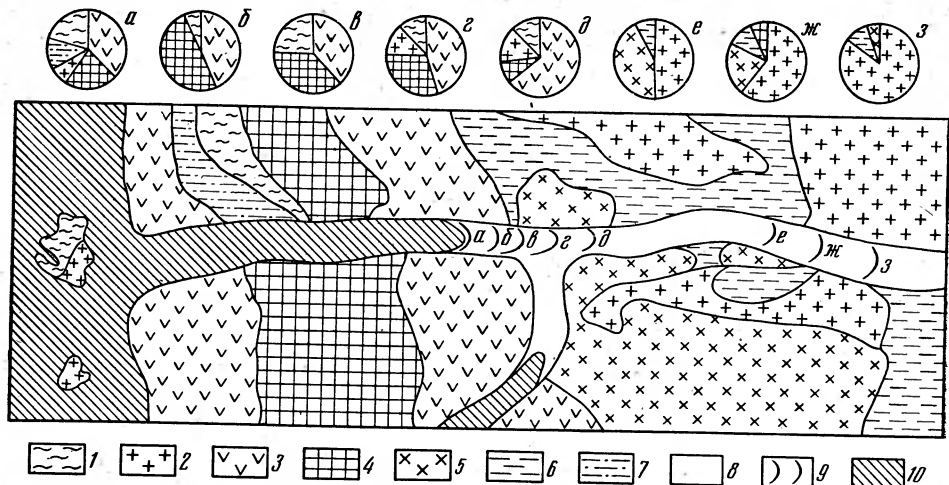


Рис. 2

Рис. 2. Схема геологического строения и петрографический состав крупнообломочного материала краевых ледниковых образований Безенгийской долины

1 — хлоритовые гнейсы и сланцы; 2 — лейкократовые граниты; 3 — плагиограниты; 4 — гранодиориты и кварцевые диориты; 5 — биотитовые граниты; 6 — биотитовые и гранатовые сланцы и гнейсы; 7 — юрские глинистые сланцы; 8 — четвертичные отложения; 9 — краевые ледниковые образования (конечные морены и др.): а — предфронтальные, б — 1940-х, в — 1910-х, г — 1880-х, д — 1840-х годов, е — наратлинской стадии (XII—XIII вв), ж — юнахчирской стадии (около 3000 лет назад), з — бекьямской стадии (между 6400 и 4200 лет назад); 10 — ледники. За рамкой в кружках показан петрографический состав крупнообломочного материала ледниковых форм рельефа, показанных на схеме

Рис. 3. Положение зоны наибольшей экзарации Безенгийского ледника в разные стадии развития оледенения (по данным петрографического анализа крупнообломочного материала морен)

1 — в настоящее время, 2 — в 1910-х, 3 — в 1840-х годах, 4 — в XII—XIII вв, 5 — в начале субатлантического периода (около 3000 лет назад), 6 — в середине атлантического периода (между 6400 и 4200 лет назад). Зона наибольшей экзарации выделена черным фоном в пределах дна троговой долины. Геологическое строение показано в тех же обозначениях, что и на рис. 2

Рис. 3

ме (см. рис. 2) видно, что выходы этих пород находятся ниже слияния долин Безенги и Мижирги. Повышенное участие лейкократовых гранитов можно рассматривать как результат экзарации бортов трога, сложенных этими породами, ледником большой мощности. Правда, не исключено, что ледник мог ассимилировать эти обломки из рыхлых осыпных отложений со дна долины.

В юанакхирской морене, расположенной в 1,5 км от наратлинской, возрастает доля лейкократовых гранитов при сокращении содержания биотитовых гранитов, что, вероятно, связано с изменением положения зоны экзарации: вниз по долине площадь выходов лейкократовых гранитов увеличивается. Эта тенденция проявляется и в более древних краевых образованиях. Так, в беккямской морене, удаленной от конца современного ледника на 10 км, содержание биотитовых гранитов уменьшается до 7%, а лейкократовых, напротив, возрастает до 90%. Особо следует остановиться на биотитовых и гранатовых сланцах и гнейсах, участие которых в составе крупнообломочного материала данной генерации морен не превышает 10%, хотя площадь их выходов на бортах трога достаточно велика. Не исключено, что эти менее прочные породы сильно измельчались в ходе ледниковой транспортировки и накапливались в более мелких фракциях. Так, по данным минералогического анализа, повышенное содержание граната установлено во фракции 0,1—0,25 мм.

Следовательно, при формировании разновозрастных ледниково-аккумулятивных образований в Безенгийской долине зона максимальной экзарации не оставалась постоянной. Во время образования беккямской морены, когда длина ледникового языка составляла около 20 км, наиболее активно преобразовывался участок долины, сложенный лейкократовыми гранитами и биотитовыми и гранатовыми сланцами и гнейсами. По мере сокращения длины ледника зона максимальной экзарации последовательно смещалась в сторону ледосбора. При накоплении юанакхирской и наратлинской морен переуглублялся отрезок долины, сложенный биотитовыми и частично лейкократовыми гранитами. Во время образования конечных морен 1840-х и 1880-х годов наибольшей экзарации подвергался участок трога, сложенный плагиогранитами, а в настоящее время область сноса обломочного материала расположена несколько ниже слияния двух ледников-притоков на участке распространения интрузий кварцевых диоритов и гранодиоритов.

Динамика зоны экзарации Безенгийского ледника, выявленная по материалам петрографического анализа крупных обломков в разновозрастных моренах, позволяет, однако, судить лишь о площадном аспекте рельефообразующей деятельности льда. Чтобы перейти к ее оценке в трехмерном пространстве, необходимо привлечь данные стратиграфического характера, отражающие суммарный эффект ледниковой эрозии и аккумуляции. С этой целью мы обратились к изучению обнажений упоминавшейся выше моренной террасы на участке между наратлинской и беккямской полосами краевых образований. В этих обнажениях высотой до 30—35 м и более вскрываются пять разновозрастных моренных горизонтов, разделенных прослоями погребенных почв. На основании литологических, палинологических и радиоуглеродных данных нам удалось установить сопряженность некоторых моренных горизонтов с определенными полосами краевых образований. В частности, установлена связь самого верхнего желто-бурого моренного горизонта с юанакхирской полосой, а нижележащего серого моренного горизонта — с беккямской. Результаты комплексного литологического анализа морен, вскрывающихся в рассматриваемых обнажениях, показали, что в составе морен преобладает материал с признаками ледниковой обработки.

Как отмечалось выше, с увеличением размеров ледника происходило смещение зоны наибольшей экзарации вниз по долине. В частности, во время юанакхирской стадии эта зона располагалась в полосе выходов лейкократовых и биотитовых гранитов, а во время более древней — беккямской — несколько ниже. Казалось бы, для более древних стадий, когда накапливались наиболее древние моренные горизонты, вскрывающиеся в обнажениях, снос обломочного материала должен был осуществляться из участков долины, находящихся еще ниже, чем во время беккямской стадии. Однако полученные результаты показывают, что упомянутые моренные горизонты по петрографическому составу резко отличаются от беккямской морены и одновременно обнаруживают сходст-

во с юнахчирской. Соответственно можно предположить, что в раннем голоцене Безенгийский ледник по размерам был примерно таким же, как и в начале позднего голоцена (юнахчирская стадия), но достигал наибольших размеров в один из интервалов среднего голоцена (беккямская стадия). Не исключено, что в этом интервале были разрушены раннеголоценовые краевые ледниковые образования, но до сих пор сохранились некогда связанные с ними моренные горизонты, вскрывающиеся в нижней части обнажений. Следовательно, следы стационарных положений конца ледника, прослеживаемые ниже беккямской краевой зоны, имеют не голоценовый, а более древний возраст.

Заметим, что наши данные не противоречат общеизвестной концепции, что в горных долинах возраст конечных морен увеличивается с удалением от концов ледников. Однако ряд морен может и не отражать всю последовательность ледниковых событий, так как отдельные краевые образования могли быть разрушены, что, по-видимому, имело место и на изучавшемся участке Безенгийской долины.

Используя данные радиоуглеродного метода, мы произвели оценку темпов моренонакопления. При этом мы ориентировались на четвертый сверху моренный горизонт, о возрасте которого можно судить по датировкам кроющей и подстилающей погребенных почв — 6480 ± 500 (Мо-822) и 8600 ± 350 лет назад (Тп-416). Мощность этого моренного горизонта составляет в среднем 5 м, поэтому темпы моренонакопления оцениваются нами в 2,1—2,5 мм/год.

У нас имелась возможность провести подобные расчеты и для выше лежащих двух горизонтов, не разделенных между собой почвенным слоем. Соответственно в данном случае проводилась оценка моренонакопления для обоих горизонтов общей мощностью 12 м. Полученные результаты составляют 4,5—6,9 мм/год. Не исключено, что увеличение темпов моренонакопления связано главным образом с увеличением размеров ледника во время беккямской стадии, когда формировался мощный горизонт серой морены (на его долю приходится 2/3 указанной суммарной мощности обоих горизонтов). Принимая во внимание всю совокупность данных по изученным обнажениям, общая скорость моренакопления Безенгийским ледником в голоцене составляет примерно 4 мм/год.

Выведенные оценки темпов моренонакопления характеризуют процессы, происходившие в зоне ледниковой аккумуляции. Мощность моренных горизонтов в этой зоне без существенных изменений прослеживается на протяжении нескольких километров. Судя по литологическим данным, расположенная выше по долине зона экзарации имеет такую же протяженность. Поэтому мы считаем, что скорость экзарации вряд ли сильно отличалась от темпов моренонакопления. Надо иметь в виду, что некоторые расхождения могли возникнуть из-за недоучета доли взвешенных и влекомых наносов в составе стока талых ледниковых вод. В то же время некоторые исследователи судят о масштабах рельефообразующей деятельности ледников только по оценкам твердого стока [28, 29]. Однако, на наш взгляд, такие оценки вряд ли отражают полный объем продуктов экзарации, хотя бы потому, что, во-первых, в составе донных и основных морен горных ледников преобладает крупнообломочный материал, а во-вторых, сток талых вод, как правило, строго локализован.

Полученные нами оценки экзарации имеют сходный порядок с результатами экспериментальных исследований в туннелях горных ледников [5], но обладают по сравнению с этими результатами рядом преимуществ. Здесь прежде всего следует обратить внимание на тот факт, что наши выводы строятся на материале комплекса аналитических методов и позволяют оценить рельефообразующую деятельность ледников на широком пространственно-временном фоне. Судя по выведенным показателям ледниковой эрозии и аккумуляции, эти процессы по своим масштабам вполне могут быть сопоставимы с другими экзогенными процессами формирования рельефа. Однако это воздействие отличается линей-

ной приуроченностью (преимущественно к трогам) и по своим масштабам обнаруживает тесную зависимость от размеров ледников.

Другие экзогенные процессы, характеризующиеся более широким пространственным распространением (например, обвально-осыпные и солифлюкционные), оказывают соответственно и больший суммарный эффект на формирование рельефа высокогорий. Это обстоятельство, однако, не должно вводить в заблуждение при сравнительной оценке интенсивности экзогенных процессов, особенно учитывая то обстоятельство, что оледенение стимулирует воздействие других агентов преобразования рельефа.

Таким образом, не приходится сомневаться в большой роли ледников в создании морфоскульптуры высокогорий. Однако более существенной задачей является глубокое раскрытие механизма рельефообразующего воздействия ледников на основе конкретных исследований. Другой задачей является получение количественных оценок экарации в разных горно-ледниковых странах. В ходе этих исследований модель, установленная нами для Центрального Кавказа, возможно, дополнится иными региональными вариантами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Penck A., Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 1—3. Leipzig, 1901—1909. 1199 S.
2. Garwood E. J. Features of Alpine scenery due to glacial protection.— *Geogr. J.*, v. 36, p. 310.
3. Martonne E. Sur la formation des cirques.— *Annales géogr.*, 1910.
4. Carol H. The formation of roches moutonnées.— *J. glaciology*, 1947, v. 1, № 1, p. 57.
5. Boulton G. S. Processes and patterns of glacial erosion.— In: *Glacial geomorphology*/Ed. Coates D. R. New York, 1974, p. 41.
6. Даниелян Ш. А. Об эрозионной, транспортирующей и рельефообразующей роли ледников.— *Изв. ВГО*, 1971, т. 103, вып. 6, с. 502.
7. Чернова Л. П. Интенсивность ледниковой эрозии и ее связь с расходом льда в ледниках.— *Геоморфология*, 1974, № 4, с. 12.
8. Röthlisberger H. Erosive processes which are likely to accentuate or reduce the bottom relief of valley glaciers.— *Intern. Ass. sci. hydrol.*, 1968, t. 79, p. 87.
9. Vivian R. Hydrologie et érosion sous-glaciaires.— *Rev. géographie alpine*, 1970, t. 58, № 2, p. 241.
10. Boulton G. S., Vivian R. Underneath the glaciers.— *Geographical Magazine*, 1973, v. 45, pt. 4, p. 311.
11. Серебрянный Л. Р. Лабораторный анализ в геоморфологии и четвертичной палеогеографии (Итоги науки и техники. Геоморфология, т. 6). М.: ВИНТИ, 1980, с. 152.
12. Мачерет Ю. Я., Лучининов В. С. Интерпретация результатов контактной радиолокационной съемки теплых горных ледников.— *Материалы гляциологических исследований*, хроника — обсуждения, 1973, вып. 22, с. 45.
13. Марков К. К. О форме и происхождении морен в горах.— *Уч. зап. МГУ*, 1946, т. 119, № 2, с. 59.
14. Костенко Н. П. Четвертичные отложения горных стран. М.: Недра, 1975, 214с.
15. Щербакова Е. М. Древнее оледенение Большого Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1973, 272с.
16. Серебрянный Л. Р., Орлов А. В. Методика изучения конечных морен горных ледников.— *Геоморфология*, 1980, № 4, с. 44.
17. Mills H. H. Differentiation of glacier environments by sediment characteristics: Athabaska Glacier, Alberta, Canada.— *J. Sediment. Petrology*, 1977, v. 47, № 2, p. 728.
18. Boulton G. S. Boulder shapes and grain size distributions as indicators of transport paths through a glacier and till genesis.— *Sedimentology*, 1978, v. 25, № 6, p. 773.
19. Eyles N., Rogerson R. J. Sedimentology of medial moraines on Berendon Glaciers, British Columbia, Canada: implications for debris transport in a glacierized basin.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1978, v. 89, № 11, p. 1688.
20. Панов В. Д. Режим и эволюция оледенения бассейна р. Черек Безенгийский. Л.: Гидрометеониздат, 1978. 136с.
21. Голубев Г. Н. и др. Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ). Л.: Гидрометеониздат, 1978. 184с.
22. Gjessing G. On «plastic scouring» and «subglacial erosion». *Norsk geogr. tidsskrift*, 1965, Bd. 20, p. 1.
23. Леви́нсон-Лессинг Ф. Ю. Петрографические исследования в Центральном Кавказе (Горная Осетия, Дигория и Балкария).— *Изв. С.-Петербургск. политехн. ин-та*, 1904, т. 2, вып. 1—2, с. 97.
24. Белянкин Д. С. Неограниты и кварцевые дациты с ледника Дых-су в Центральном Кавказе.— *Изв. Петроградск. политехнич. ин-та*, 1915, т. 23, вып. 2, с. 449.
25. Кузнецова Е. В., Кузнецов И. Г. Схема геологического строения и условия рудообразования в ущельях Безенги и Схема на Северном Кавказе.— *Геология на фронте индустриализации*, 1934, № 1—3, с. 7.

26. Серебрянный Л. Р., Голодковская Н. А., Ильвес Э. О. Колебания ледников высокогорного Кавказа в историческое время (по лихенометрическим и радиоуглеродным данным).— Изв. ВГО, 1979, т. III, № 1, с. 11.
27. Серебрянный Л. Р., Голодковская Н. А., Девиц А. Л., Добкина Э. И., Ильвес Э. О. К истории оледенения высокогорного Кавказа в голоцене.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1978, № 2, с. 107.
28. Садыков К. Г. Баланс морен, твердый сток и рельефообразующая деятельность современных ледников Средней Азии: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геогр. наук. М.: Ин-т геогр. АН СССР, 1973. 31с.
29. Ostrem G., Ziegler T., Ekman S. R. Slamtransportundersøkelser i norske bre-elver 1969. Vass. Hydrol. Avdeling Rapp., № 60/70. Oslo, 1969. 68 S.

Институт географии АН СССР

Поступила в редакцию
19.VI.1981

GLACIERS' IMPACT ON LANDSCAPE IN MOUNTAINS

SEREBRYANNY L. R., ORLOV A. V.

Summary

The lithomorphological analysis of glacial landforms is an effective approach for to estimate the glaciers' impact on landscape in mountains. Several analytical methods were applied to study marginal moraines of Central Caucasus, and distinct diagnostic differences were obtained for superficial and basal debris. The latter ones were dominant components in glacial deposits and corresponding landforms. Our investigations pointed to the active role of glaciers in the formation of morphosculpture of high mountains. The petrological analysis of stone particles in the moraines of the Bezenghi Valley helped to establish the dynamics of maximal glacial erosion zone during the Holocene. This zone was migrating successively up the valley in relation to the reduce of glacier size and vice versa. On the base of radiocarbon dating we calculated that mean rate of glacial accumulation was about 4 millimeters per year. This indicator was very close to the rate of glacial erosion, because the sizes of glacial erosion and accumulation zones had approximately the same order.