

МЕТОДИКА НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 551.4.012 : 551.435.442

Л. Р. СЕРЕБРЯННЫЙ, А. В. ОРЛОВ**МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ КОНЕЧНЫХ МОРЕН
ГОРНЫХ ЛЕДНИКОВ**

В целях генетической интерпретации разнофациальных морен проводилось изучение вещественного состава и строения их материала с привлечением данных гранулометрического и минералогического анализов мелкозема, петрографического анализа крупнообломочного материала морфоскопии и морфометрии, а также ориентировки обломков. Установлены четкие диагностические признаки морен разного происхождения. Большинство конечных морен образуется из продуктов экзарации, тогда как участие поверхностных морен проявляется лишь локально.

Конечные морены в горных областях до сих пор изучались преимущественно в морфографическом плане и оценивались прежде всего как свидетельство стационарных положений краев ледников в прошлом. Несравненно меньшее внимание уделялось генезису этих форм рельефа, возможно, из-за кажущейся простоты решения проблемы. Лишь в последние годы началось внедрение новых аналитических методов, и благодаря этому стала поступать количественная информация о составе и строении конечных морен. Соответственно появилась возможность разработать диагностические признаки этих форм рельефа, позволяющие отличить их от внешне сходных образований иного генезиса в горах.

Непосредственные наблюдения концов ледников, начавшиеся в Альпийской области еще на рубеже XVIII—XIX вв. заложили основу для понимания конечных морен как результата фронтальной аккумуляции обломочного материала. При этом распространилось мнение о том, что ведущую роль в рассматриваемом процессе играет ссыпание обломков с лобовой части ледника. Слабовыясненным оставался вопрос об участии материала донной морены в составе конечных морен. Этот вопрос имеет принципиальное значение не только для трактовки конкретных процессов ледникового морфогенеза, но и для оценки масштабов экзарации горного рельефа.

Из числа современных методов, способствующих уточнению генезиса разнотипных морен, мы использовали гранулометрический анализ моренного мелкозема с применением статистических параметров (средневзвешенный диаметр, коэффициенты сортировки, асимметрии и др.), исследование формы и поверхности обломочных частиц, петрографический анализ крупнообломочного материала, минералогический анализ мелкозема и изучение ориентировки удлиненных обломков. Эти методы использовались для выяснения процессов формирования конечных морен в высокогорье Центрального Кавказа, где распространены ледники умеренного типа, занимавшие в прошлом значительно большие территории и оставившие многочисленные следы в рельефе (Ковалев, 1967).

Конечные морены на Центральном Кавказе далеко не всюду представлены в классической форме подковообразных гряд, обращенных выпуклостями вниз по долинам. Очень часто эти морены выражены только в виде фрагментов гряд в прибортовых участках долин. Высота этих гряд, как правило, составляет 5—6, редко 8—10 м, при ширине основания от 2—3 до 4—5 м и более. Дистальные склоны обычно выше и круче проксимальных.

На размеры конечных морен может существенно влиять петрографический состав коренных пород, слагающих вышележащие части дна и борта трогов. В местах распространения таких неустойчивых по отношению к механическому воздействию пород, как глинистые сланцы, или таких сильно поддающихся выветриванию пород, как диабазы, даже небольшие ледники могут формировать мощные конечно-моренные гряды. Серия таких гряд высотой до 25—30 м представлена перед концом отступающего переметного ледника верхней части долины р. Рошка (бассейн Хевсурской Арагви), где распространены интрузивные диабазы, слагающие массивы Чаухи и Рошка-хорхи (Маруашвили, 1971). Моренные гряды высотой до 12—15 м развиты перед концом ледника Булре в верхней части долины р. Карасу, выработанной в кристаллических сланцах.

Четкие связи между размерами конечных морен и размерами троговых долин нами не установлены. Наиболее полные серии из 6—8 конечных морен приурочены к плоским расширенным участкам этих долин, тогда как в узких крутых участках морфологическая выраженность рассматриваемых форм, как правило, невелика. Лавины, сели, обвалы, осыпи и речная эрозия отрицательно влияют на сохранность конечных морен, что и определяет их фрагментарное распространение. О высоких темпах срезания конечных морен можно судить по нашим наблюдениям у конца ледника Безенги, где во время подвижки 1977—1979 гг. в результате перестройки системы стока талых ледниковых вод был целиком размыт моренный вал высотой около 5 м.

Поверхностные и донные морены, являющиеся источниками формирования конечных морен, существенно различаются между собой по составу и строению. Эти различия подмечались ранее другими исследователями (Slatt, 1971; Drake, 1974; Mills, 1977; Boulton, 1978; Eyles, Rogerson, 1978), которые, однако, не ставили перед собой задачу оценить соотношение упомянутых источников образования конечных морен. Такая задача решается нами впервые применительно к условиям высокогорного Кавказа.

В составе поверхностной морены преобладает грубообломочный материал, поступивший с окружающих ледосборы склонов. Плащ поверхностной морены отличается неравномерным распределением, его мощность невелика и редко достигает 0,3—0,4 м. Наибольшие скопления обломочного материала приурочены к боковым и срединным моренам, вытянутым вдоль краев и осей ледниковых языков. На концах ледников в условиях замедленного движения, вытаивания внутренних морен и перераспределения обломочного материала за счет неравномерной абляции образуется почти непрерывный чехол поверхностной морены, контрастно выделяющийся на общем фоне ледника. Под влиянием гравитационных процессов, сопровождающих абляцию, этот обломочный материал концентрируется по эрозионным врезам и ссыпается с лобовой части ледника.

Яркий зрительный эффект ссыпания поверхностной морены не может полностью заслонить другой источник формирования конечных морен. В трещинах и гротах концов ледников Безенги, Дыхсу, Шаурту, Башиль, Халде, Ушба и др. прослеживаются мощные (до 5 м) слои мореносодержащего льда со значительной концентрацией обломков в их базальных частях. Вытаивая из мореносодержащего льда, обломочный

материал накапливается и создает конечные морены. Этот процесс наблюдался, например, у конца ледника Адиши, вовсе лишенного поверхностной морены (в связи со спецификой фирнового бассейна). Другой пример — средняя часть ледника Халде, где в зоне слияния трех ледников-притоков обнажается выступ ригеля. Левый приток наползает своей правой частью на этот ригель и подтачивает его. В краевых трещинах рассматриваемого ледника-притока обнажаются мощные горизонты мореносодержащего льда. Воздымаясь на поверхность ледника, они образуют серию конечных морен.

Приведенные примеры формирования конечных морен целиком за счет материала донной морены ледников скорее всего составляют исключения из общего правила. Обычно в состав конечно-моренных гряд наряду с материалом донной морены поступает хотя бы небольшая часть материала с поверхности ледника.

Рассмотрим для сравнения гранулометрические спектры поверхностных и донных морен. В составе мелкозема (< 20 мм) поверхностных морен, изучавшихся во фронтальных участках концов ледников, максимумы на гистограммах выражены во фракциях грубозернистого песка (1—2 мм) и гравия (3—5 мм), а иногда и в галечной фракции (10—20 мм). Характерно малое содержание глинисто-алевритовых частиц; доля фракции $< 0,01$ мм не превышает 1%. Только в моренах, сложенных глинистыми сланцами, заметно некоторое увеличение тонкозернистого материала.

Поскольку все исследованные образцы поверхностных морен не менее чем наполовину состоят из обломков гравийно-галечной размерности, значения средневзвешенного диаметра d колеблются от 3,96 до 7,57 мм. Многовершинность гистограмм свидетельствует о плохой сортировке материала: значения коэффициента сортировки S_0 колеблются от 1,54 до 4,06 при средней величине 2,40.

Донные морены по гранулометрическому составу существенно отличаются от поверхностных морен прежде всего за счет обогащения мелкоземом, чему благоприятствуют способ поступления в придонные слои льда обломочного материала и его дробление и истирание при последующей транспортировке. На гистограммах отчетливо выражены пики во фракциях мелкозернистого (0,1—0,25 мм), крупно- и грубозернистого песка (0,5—2,0 мм). Иногда выражены также максимумы в гравийной и галечной фракциях (3—5 и 10—20 мм). Весьма показательно повышение доли глинисто-алевритовых частиц $< 0,01$ мм до 9%, а суммарное участие песчаных фракций достигает 70%. Соответственно величина d колеблется от 1,84 до 5,04 мм в разных образцах, а значения S_0 меняются от 2,86 до 5,20 при среднем показателе 4,19.

Дифференциация гранулометрических спектров поверхностных и донных морен сочетается с диагностическими различиями, выявленными путем анализа формы обломков. Здесь эффективным показателем служит прежде всего окатанность обломков, которая оценивалась визуально по пятибалльной шкале А. В. Хабакова (1946). Материал поверхностной морены не имеет никаких признаков ледниковой обработки: он пассивно переносится по поверхности и в верхних слоях льда, подвергаясь, вероятно, лишь процессу дробления за счет физического выветривания. По внешнему виду эти обломки ничем не отличаются от лавинного мусора и осыпного щебня.

В донных моренах доля таких угловатых обломков не превышает 20%, тогда как преобладающая часть материала несет четкие следы ледниковой обработки и относится к низшим (1—2) классам окатанности. В некоторых пунктах встречались обломки хорошей окатанности (5 класс), которые, вероятно, были захвачены ледником из подстилающих отложений, испытавших водную обработку. На поверхности гальки и валунов, особенно сложенных менее стойкими к разрушению порода-

ми, выражены борозды, штрихи, царапины и другие следы динамического воздействия льда и соседних обломков. Особенно показательны клиновидные сколы и признаки срезания обломков по плоскости вдоль одной из осей.

В ходе морфометрических исследований проводились замеры трех главных осей обломков (A , B , C) и подсчитывались коэффициенты удлиненности (B/A) и уплощенности (C/B и C/A). Норма выборки составляла 100 обломков. В поверхностных моренах обломки отличаются повышенной уплощенностью ($C/B=0,57$, $C/A=0,37$). Для большинства обломков характерны следующие соотношения осей в соответствии с классификацией А. И. Гайгаласа (1965): $B/A > 2/3$ и $1/3 < C/B < 2/3$; $1/3 < B/A < 2/3$ и $1/3 < C/B < 2/3$. Встречается немало обломков со значениями $B/A > 2/3$ и $C/B < 1/3$, тогда как изометричных частиц практически нет (рис. 1, а). Принимая во внимание указание Кайё (см. Рухина, 1973) о том, что уплощенность обломков разногообразного петрографического состава характерна для продуктов физического выветривания коренных пород, можно констатировать, что материал поверхностной морены формируется в процессе разрушения склонов троговых долин. Ведущую роль в этом процессе, вероятно, играет десквамация — шелушение скальных обнажений под влиянием резких перепадов суточных температур, что свойственно климату высокогорий (Tricart, Cailleux, 1965). В пользу сделанного нами заключения свидетельствует и отсутствие обломков с явными признаками ледниковой обработки в составе поверхностной морены.

В донных моренах в отличие от поверхностных преобладают более изометричные обломки. Средние величины коэффициента уплощенности $C/B = 0,72$, а $C/A = 0,53$. Нередко встречаются сфероидальные гальки с соотношением осей $B/A > 2/3$ и $C/B > 2/3$ (рис. 1, б).

С помощью анализа крупнообломочного материала удалось установить, что в поверхностных моренах преобладают обломки пород, развитых в области ледосбора, тогда как в составе донных морен присутствует много обломков ближнего заноса от пород, распространенных в районах ледниковых языков. Например, в поверхностной морене на языке ледника Безенги не обнаружены обломки диоритов и гранодиоритов, обнажения которых расположены в 5 км выше конца ледника. Зато в мореносодержащем льде и молодых предфронтальных конечных моренах количество таких обломков не опускается ниже 18%,

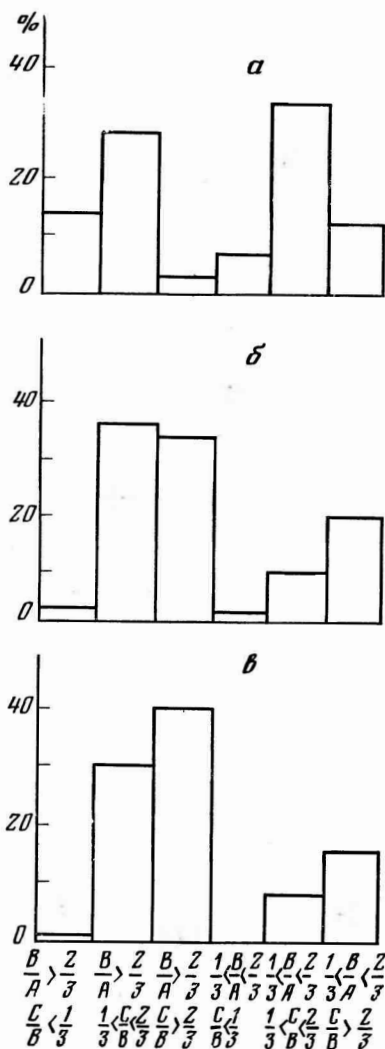


Рис. 1. Гистограммы коэффициентов формы обломков в срединных (а), донных (б) и конечных моренах (в) в горно-ледниковых районах Центрального Кавказа

а в отдельных грядах достигает 40%. Сходная ситуация установлена в долине ледника Халде, где глинистые сланцы обнажаются на склонах только в нижней части языка ледника и в составе поверхностной морены обломки этих пород отсутствуют. Тем не менее в некоторых предфронтальных конечных моренах содержание обломков глинистых сланцев достигает 32%.

Существенные различия минералогического состава мелкоземных поверхностных и донных морен, обусловленные разными источниками поступления материала, выявляются и по данным дифрактометрического анализа. Например, для поверхностной морены ледника Башиль установлено высокое содержание хлорита (78%) во фракции около 0,001 мм,

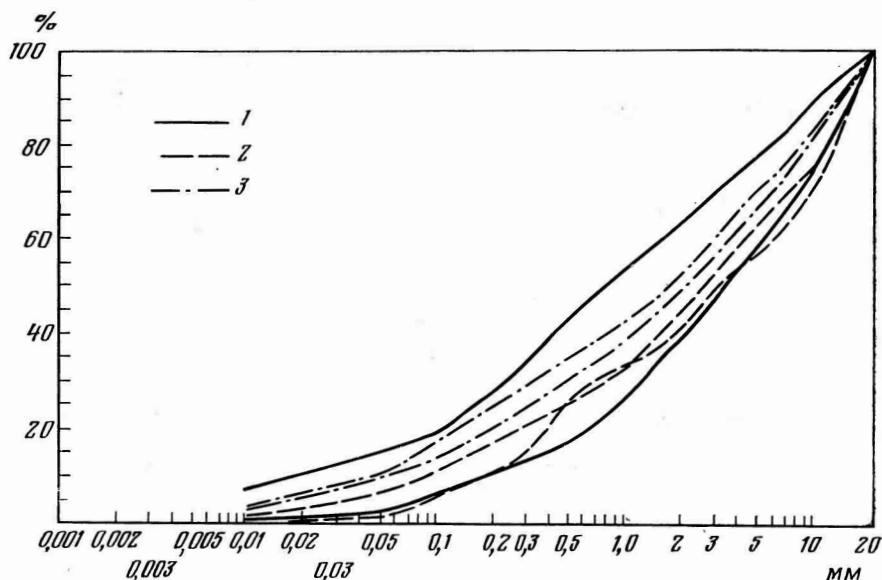


Рис. 2. Поле концентрации кумулятивных кривых гранулометрического состава конечных морен и кумулятивные кривые гранулометрического состава поверхностных морен и мореносодержащего льда. Образцы взяты на леднике Халде и его предполье 1 — рубежи поля концентрации кумулятивных кривых гранулометрического состава конечных морен, 2 — кумулятивные кривые гранулометрического состава поверхностных морен, 3 — кумулятивные кривые гранулометрического состава мореносодержащего льда

тогда как в мореносодержащем льде количество этого минерала составляет 45% и почти столько же в предфронтальной морене (40%). Для поверхностной морены установлено также пониженное содержание гидрослюд (25%) в алевритово-глинистых фракциях (0,01 мм) против 40% в мореносодержащем льде и 30% в предфронтальной морене.

Так, судя по приведенным аналитическим данным, представляется возможность четко дифференцировать оба возможных источника формирования конечных морен.

Распространение этих исследований на предфронтальные гряды показывает, что там преобладает материал, в литологическом отношении сходный с донной мореной. Этот материал значительно уплотнен и сцементирован, чему способствует повышенное содержание глинисто-алевритовых частиц. Пики на гистограммах, как и в донных моренах, приходятся на фракции мелкозернистого и крупно- и грубозернистого песка. С удалением от края ледника в конечных моренах возрастает содержание тонких частиц, что, вероятно, связано с увеличением транспорта, а в некоторых случаях усугубляется за счет специфики геологического строения долин. Следует заметить, что повышенное участие материала поверхностной морены обычно сказывается только в верхних частях гряд,

хотя отдельные гряды могут быть целиком сложены указанным материалом. Дополнительными диагностическими признаками таких конечных морен являются наличие большого количества пустот между крупными валунами и отсутствие сцементированности мелкозема, что в целом свойственно для молодых гравитационных образований.

На суммарном графике кумулятивных кривых гранулометрического состава разнотипных морен ледника Халде и его предполья (рис. 2) видно, что кумулятивные кривые поверхностных и донных морен укладываются в поле концентрации кривых, построенных для конечно-моренных гряд. Установленные закономерности четко проявляются также на графике зависимости средневзвешенного диаметра d и коэффициента сортировки S_0 всех изученных разнотипных морен Центрального Кавказа (рис. 3).

Результаты морфоскопических исследований подтверждают наше заключение о том, что в составе конечно-моренных гряд преобладает материал, поступивший с ложа ледника. В конечных моренах преобладает обработанный материал; средние значения коэффициента окатанности превышают 20%. Заметим, что в донных моренах ледников Аляски было отмечено наличие окатанных обломков, вероятно, захваченных из водно-ледниковых отложений (Slatt, 1971). Такое предположение было опровергнуто Миллсом (Mills, 1977), проводившим морфоскопическое изучение морен ледника Атабаска в Кордильерах и доказавшим, что в донной морене обломки носят следы обработки, присущей только леднику. Наши данные не противоречат мнению Миллса, хотя надо отметить, что в некоторых конечных моренах на Кавказе встречались хорошо окатанные обломки с сохранившейся на их поверхности коркой горного загара. Обычно в конечно-моренных грядах, как и в донных моренах, много обломков с соотношением осей, как на рис. 1, в.

Как отмечалось выше, некоторые гряды конечных морен формируются за счет материала, ссыпавшегося со «лба» ледника. Этот способ образования определяет и форму обломков. Конечно, при образовании конечных морен могут наблюдаться также смены разных обстановок седиментации, что находит отражение в вещественном составе и строении этих форм рельефа. Нам, в частности, удалось это зафиксировать в долине р. Халде, где одна из гряд в осевой части трога сложена материалом, поступившим с ложа ледника, а в прибортовом участке — материалом поверхностной морены.

Изучение вещественного состава позволяет выделить в конечных моренах материал разного генезиса, но не дает точных сведений о способах его накопления. Этот пробел восполняется путем анализа ориентировки удлиненных обломков. Предположение о преобладающей ориентировке длинных осей галек по направлению движения ледника было сформулировано Рихтером (Richter, 1932), исследовавшим древнеледниковые об-

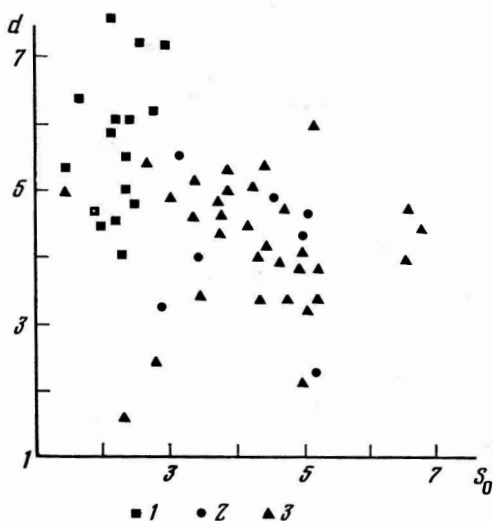


Рис. 3. Поле распределения средневзвешенного диаметра (d) и коэффициента сортировки (S_0) гранулометрического состава разнотипных морен

1 — поверхностная морена, 2 — мореносо-
державший лед, 3 — конечная морена

ласти Центральной Европы, и подтвердилось в результате наблюдений на современных ледниках. В горах, где направление движения ледников определяется простираем долин, появляется возможность использовать анализ ориентировки в целях выяснения условий моренонакопления.

Замеры ориентировки в конечных моренах проводились на горизонтальных участках в шурфах на глубине не менее 1,5 м, чтобы избежать воздействия мерзлотных и склоновых процессов (выпучивание обломков на поверхность, солифлюкционное перемещение грунта), проявляющихся в сезонно-промерзающей толще (Lundqvist, 1949; Rose, 1974). Замеры

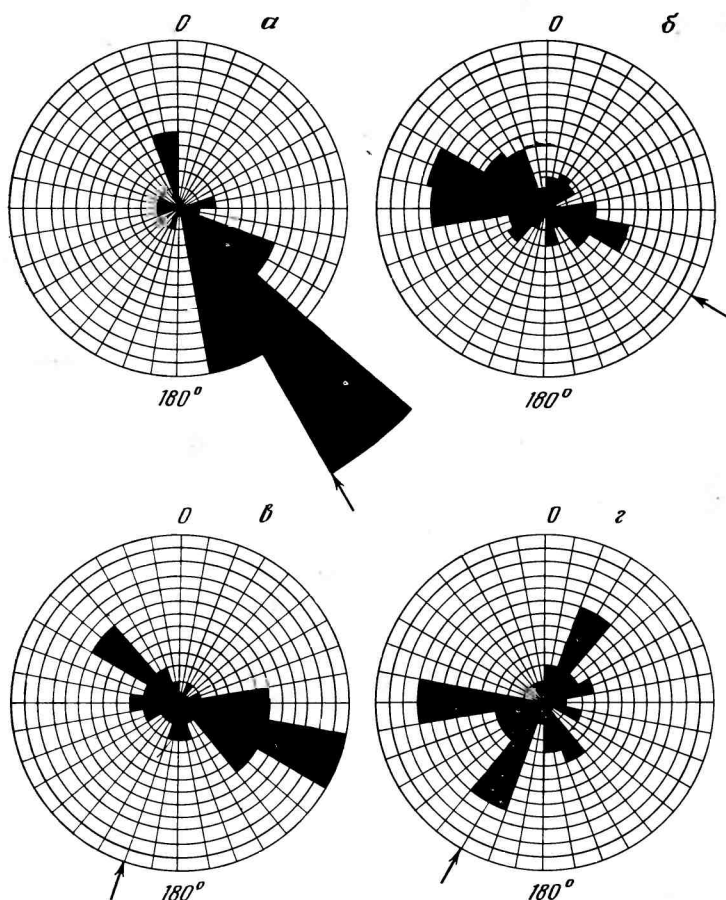


Рис. 4. Основные типы ориентировки удлиненных обломков в мореносодержащем льде (а) и конечных моренах (б, в, г). Направление движения ледника показано стрелкой

обломков осуществлялись по семи параметрам. Фиксировались размеры обломков (по трем осям A , B , C), азимуты осей A и B и их углы наклона. Замерялись гальки с соотношением размеров осей B/A не более 0,5. Как правило, замерялось по 100 галек и лишь в отдельных случаях по 50.

Анализ результатов показывает, что в конечных моренах встречается три типа ориентировки (рис. 4, б—г), в которых максимумы либо совпадают с направлением движения ледника (тип б); либо следуют вкрест указанному направлению (тип в); либо раздваиваются: сочетание 1 и 2 типа (тип г).

Сопоставление замеров ориентировки удлиненных обломков с результатами изучения вещественного состава морен показывает, что ориентировка 1-го типа (рис. 4, б) обычна для гряд, сложенных материалом дон-

ных морен, тогда как 2-й тип ориентировки (рис. 4, в) чаще встречается в грядах с материалом поверхностных морен. Для объяснения полученных результатов были проведены замеры обломков в мореносодержащем льде ледников Безенги и Халде, которые показали, что большинство обломков закономерно ориентировано по направлению движения ледников и наклонено против направления движения (рис. 4, а). Это обусловлено особенностями движения льда в концевых частях ледников, подчеркивается тектурными особенностями мореносодержащей толщи и согласуется с результатами замеров в других районах (Harris, 1972; Drake, 1974; Mills, 1977). Углы наклона оси *A* меняются от 0 до 30°, большинство обломков наклонено под углами 5—10°. Углы наклона оси *B* большей части обломков имеют значения 0—5°.

В грядах, сложенных донной мореной, обломки наклонены как по направлению движения ледников, так и в противоположном направлении. Углы наклона оси *A* могут достигать 80°. Максимумы на гистограммах приходится на значения 0—5° и 10—15°. Ось *B* большинства обломков имеет наклон 5—20°. Вероятно, такие гряды формировались за счет вытаивания мореносодержащего льда, слагающего их ядро. Именно в процессах таяния льда мы связываем некоторые изменения значений углов наклона осей обломков и меньшую выраженность максимумов на розах ориентировки.

Большие затруднения вызывает интерпретация поперечной ориентировки обломков в конечных моренах, сложенных материалом поверхностных морен. Специальные исследования, проведенные у ледника Халде, показали, что у обломков, ссыпающихся с лобовой части ледника, преобладает ориентировка, параллельная краю ледника.

Механизм образования такой ориентировки нам представляется в следующем виде. Удлиненные обломки, скатываясь по откосу фронта ледника, а затем по склонам формирующейся гряды, стремятся располагаться своей длинной осью перпендикулярно направлению уклона. Однако на конкретное положение обломка оказывает большое влияние и микрорельеф поверхности (Ehlers, 1979). Поэтому на конкретных розах часто можно выделить только общую тенденцию к указанной ориентировке. В пользу этого предположения свидетельствуют и углы наклона оси *A*, у большинства обломков не превышающие 0—5°, тогда как углы наклона оси *B* обломков составляют 10—15°.

В некоторых моренах отмечена сложная ориентировка с двумя максимумами, один из которых совпадает с направлением движения ледника, а другой — перпендикулярен ему. В таких случаях мы сопровождали замеры фиксацией степени окатанности удлиненных обломков. В частности, нами установлено, что в моренной гряде, расположенной на левом берегу р. Танадон (бассейн р. Урух), окатанные обломки преимущественно ориентированы по направлению движения ледника, а угловатые — располагаются вкрест этому направлению, примерно параллельно простиранию рассматриваемой гряды. Чтобы разобраться в механизме возникновения такой ориентировки, были проведены наблюдения у конца ледника Шаурту в долине р. Чегем. Правая часть этого ледника обнаруживает признаки наступания: она надвинулась на молодую моренную гряду. Фронтальный откос ледника имеет значительный обратный уклон, и ледник как бы лежит на проксимальном склоне гряды. Однако между склоном гряды и подошвой ледника существует открытая полость высотой до 0,4—0,5 м. В базальной части ледника обнажаются слои мореносодержащего льда, каменный материал которого постоянно вытаивает и надстраивает гряду. Визуальное наблюдение за крупными обломками позволило установить, что они сохраняют ориентировку, приобретенную в процессе ледниковой транспортировки. Одновременно происходит выполнение полости и за счет материала, ссыпавшегося со «лба» ледника, что приводит к усложнению ориентировки.

Сложная ориентировка обломков с двумя максимумами характерна и для конечных морен, практически полностью сложенных материалом донных морен. Вероятно, часть обломочного материала, образующая поперечный к направлению движения ледника пик ориентировки, откладывается аналогично обломкам из поверхностных морен, вытаявая из придонных горизонтов ледников. Не исключена возможность появления такой ориентировки за счет напора льда (Harris, 1972) или солифлюкционного переотложения моренного материала (Lundqvist, 1949).

Помимо вопросов, связанных с образованием ледниковых форм рельефа, важной задачей гляциальной геоморфологии является выяснение темпов и масштабов моренонакопления, причем особое внимание привлекает проблема количественного соотношения материала, заключенного в конечных моренах, с материалом основных морен. Иными словами, могут ли конечные морены быть показателями интенсивности процессов ледниковой эрозии и аккумуляции?

Для ответа на этот вопрос в долине р. Черек Безенгийский были поставлены работы по изучению обнажений с многослойными горизонтами морен, пространственно сопряженных с системами разновозрастных краевых образований. В результате детального литологического изучения моренных горизонтов выяснилось, что в их составе преобладает материал с ложа ледника Безенги. Присутствие типичного материала поверхностной морены без признаков ледниковой обработки установлено только в самых верхних частях некоторых конечно-моренных гряд, что может породить неверные представления у исследователей, ограничивающихся визуальными морфологическими наблюдениями. Хотя максимальные относительные высоты конечно-моренных гряд (до 10—12 м) оказались сопоставимыми с мощностями отдельных моренных горизонтов, объем материала, заключенного в этих горизонтах, прослеживающихся на значительных расстояниях (до 3 км), намного превышает объем материала, сконцентрированного в нешироких (в среднем 80—100 м) краевых ледниковых зонах.

В практике геоморфологических исследований под термином «конечная морена» часто понимается не только определенный элемент гляциального рельефа краевой зоны, но и определенный тип ледниковых отложений. В результате изучения процессов образования конечных морен, их вещественного состава и строения мы пришли к выводу, что эти аккумулятивные образования не представляют собой фации ледниковых отложений, хотя и могут быть разнофациальны по составу. По существу конечные морены характеризуют только особо благоприятные условия аккумуляции поверхностной или донной морены или и той и другой, вместе взятых, что приводит к образованию положительных форм рельефа на общем фоне моренонакопления.

Выводы настоящей статьи были получены для конкретного гляциогеоморфологического региона и, конечно, они пока не могут быть распространены на другие горные территории, где еще не проводились сходные аналитические исследования. Установленные результаты мы склонны прежде всего рассматривать как иллюстрацию возможностей генетической трактовки ледниковых (а возможно, и других) форм рельефа на основе анализа их вещественного состава и строения.

ЛИТЕРАТУРА

- Гайгалас А. Особенности крупнообломочного материала разновозрастных морен плейстоцена юго-восточной Литвы и возможность использования их для стратиграфии. «Тр. Ин-та геол.», вып. 2. Вильнюс, 1965.
- Ковалев П. В. Современное и древнее оледенение Большого Кавказа (Матер. Кавказской экспедиции, т. 8). Харьков, 1967.
- Маруашвили Л. И. Восточный Кавказ. В кн. «Геоморфология Грузии». Тбилиси, «Мецниереба», 1971.
- Рухина Е. В. Литология ледниковых отложений. Л., «Недра», 1973.

- Хабаров Е. В. Об индексах окатанности галечников. «Сов. геология», № 10, 1946.
- Boulton G. S. Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. «Sedimentology», v. 25, No. 6, 1978.
- Drake L. D. Till fabric control by clast shape. «Bull. Geol. Soc. America», v. 85, No. 2, 1974.
- Ehlers J. Forms at the base of till strata as indicators of ice movement. «J. Glaciol», v. 22, No. 87, 1979.
- Eyles N., Rogerson R. J. Sedimentology of medial moraines on Berendon Glacier, British Columbia, Canada: implications for debris transport in a glacierized basin. «Bull. Geol. Soc. America», v. 89, No. 11, 1978.
- Harris S. A. The nature and use of till fabrics. In «Research methods in Pleistocene geomorphology». Guelph-Norwich, 1972.
- Lundqvist G. The orientation of the block material in certain species of flow earth. «Geogr. ann.», v. 31, No. 1—2, 1949.
- Mills H. H. Differentiation of glacier environments by sediment characteristics: Athabaska Glacier, Alberta, Canada. «J. Sediment. Petrol.», v. 47, No. 2, 1977.
- Richter K. Bewegungsrichtung des Inlandeises, rekonstruiert aus den Kritzen und Langsachsen der Geschiebe. «Z. Geschiebeforsch.», v. 8, 1932.
- Rose J. Small-scale spatial variability of some sedimentary properties of logement till and slumped till. «Proc. Geol. Assoc.», v. 85, No. 2, 1974.
- Slatt R. M. Texture of ice-cored deposits from ten Alaskan valley glaciers. «J. Sediment. Petrol.», v. 41, No. 3, 1971.
- Tricart J., Cailleux A. Introduction à la géomorphologie climatique. Paris, 1965.

Институт географии АН СССР

Поступила в редакцию
13.V.1980

METHODS OF STUDY OF MOUNTAIN GLACIERS' END MORAINES

L. R. SEREBRYANNY, A. V. ORLOV

Summary

The study of composition and texture of different moraines has been directed to determine sedimentary environments and geomorphological processes in the glaciated areas of the Central Caucasus. Various analytical methods were used, including grain — size distribution, lithology, pebble morphology and till fabric analysis. Samples were taken from superglacial and basal debris, end moraine ridges and till horizons. Quantitative parameters were established for different glacial environments and till accumulation processes. The local participation of superglacial debris was noticed in some end moraines, but the most part of these moraines had been created due to glacial abrasion and plucking. Our investigations point to considerable erosion of mountains by temperate glaciers.