

ним одиночных барханов возможно образование параллельных ветру песчаных гряд из слившихся прикустовых бугров. Материал для образования гряд поступает из песка и мелкозема, слагающих тело барханов.

3. При прохождении низких барханов, лишь присыпающих кусты, этим путем образуются полузаросшие песчаные гряды, равномерно распределенные в пространстве. В результате прохождения крупных барханов, погребаящих и губящих кусты, образуются парные гряды на местах прежнего нахождения рогов бархана, где песок лишь полусасыпал кусты.

ЛИТЕРАТУРА

- Агаханянц О. Е. Формы аккумуляции песков в Вахане. «Докл. АН ТаджССР», Душанбе, № 16, 1956.
Благовещенский Э. Н. Формирование продольного эолового рельефа. «Изв. отделения естеств. наук АН ТаджССР», Душанбе, т. 24, 1958.
Федорович Б. А. Некоторые основные положения о генезисе и развитии рельефа песков. «Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.», № 6, 1940.
Щукин И. С. Северный (Ферганский) Таджикистан. «Матер. Таджикско-Памирской экспедиции», вып. XXIII. Ленинград, 1956.
Hack J. T. Dunes of the Navajo Country. «Geogr. Rev.», v. 31, No. 2, 1941.
Kamal-el-Din H. L'exploration du Desert Libique. «La Géographie», 1928.
Martonne Emm. de. Traite de géographie physique. 4 ed, т. 2, Colin Paris, 1925.
Melton F. A. A tentative classification of the sand dunes. «J. Geol.», v. 48, No. 2, 1940.
Odynsky W. U-shaped dunes and effective wind directions in Alberta. «Canad. J. Soil Science», No. 2, 1958.

Среднеазиатский
НИИ лесного хозяйства

Поступила в редакцию
8.III.1972

CASES OF THE FORMATION OF PSEUDO-PARABOLIC FORMS AND PARALLEL TO THE WIND DIRECTION SAND RIDGES IN THE MIDDLE ASIA DESERTS

V. I. KOSTYUKOVSKY

Summary

The paper discusses a case of sand ridge formation on a compact surface covered with vegetation during barkhans' movement. The ridges are built with barkhans' material forming cumulose sands (near separate bushes). After large barkhans have passed sand ridges parallel to the wind direction originate from cumulose sands and stretch out of the barkhans' horns.

УДК 551.435.43 (574)

К. Т. КУЛИКОВСКИЙ

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДНИКОВОГО РЕЛЬЕФА ЗАИЛИЙСКОГО АЛАТАУ

Альпийское оледенение в Заилийском хребте принято считать многократным. Его режим часто менялся, о чем свидетельствуют сохранившиеся гляциальные формы рельефа.

На склонах боковых водоразделов более древние отмершие кары располагаются ниже современных, ярусами на абсолютных отметках 2900—3100 м, 3200—3400 м. Видимо, существует еще один плохо выра-

женный ярус недоразвитых гляциальных форм на высоте 3450—3500 м. Разница в высотном положении каров внутри каждого яруса зависит в основном от экспозиции склона, а также от того, насколько далеко успел продвинуться кар в глубь склона с начала своего развития.

Ярусность характерна также для троговых замыканий. Здесь почти повсеместно наблюдаются либо свободные от снега и льда, либо погребенные под моренами и ледником каровые ниши. Располагаясь друг над другом, они часто образуют своеобразную ступенчатую каровую лестницу (ледники пика Советов, урочище Серкебулак в бассейне Большой Алмаатинки, ледник Дмитриева в Левом Талгаре и многие другие).

Днища ледниковых боковых долин по отношению к основной долине чаще висячие, т. е. сочленяются с ней крутым уступом, высота которого в гляциальной зоне устойчиво выдержана в пределах 100—150 м (Средний и Левый Талгар, Проходная, Каскеленка, Каргалинка). В устьях цирков, при выходе их в ледниковую долину на такой же высоте, а иногда и на более низких уровнях, сохраняются скульптурные и цокольные площадки, продольный уклон которых обычно более пологий, чем уклон современных троговых днищ (Левый Талгар, Малая Алмаатинка, Аксай). Ниже цирковых замыканий в ледниковой долине уровень днищ фиксируется положением террасовидных площадок и перегибами поперечного профиля склонов (реки Каргалинка, Проходная и др.). На двух основных уровнях расположения каров — 2900—3100 и 3200—3400 м — развиты два комплекса моренных отложений, обычно налегающих друг на друга и свидетельствующих о двух стадиях позднечетвертичного оледенения (Q_{III}^1 и Q_{III}^2). С поверхности морены сильно задернованы и имеют западинно-увалистый микрорельеф.

Современные ледниковые цирки и кары приурочены к уровню 3600—3700 м. По сравнению с древними карами они имеют большие размеры, разветвленность и многокамерность снегосборных чаш. Современной стадии оледенения также соответствуют две морены, нижняя, более ранняя (Q_{IV}^1) выдвинута далеко вниз по долине и в отдельных случаях (бассейн Иссыжа, Правый Талгар, склоновые висячие ледники в долинах центральной части хребта) почти достигает края верхнечетвертичных морен. Более молодая морена (Q_{IV}^2) локализуется обычно вблизи ледникового края, часто бронирует его, в то время как более ранняя морена (судя по геофизическим данным) иногда содержит отдельные глыбы мертвого льда (Чертово ущелье, бассейн Малой Алмаатинки). В зависимости от гипсометрического положения описываемые морены либо совершенно не задернованы, либо находятся в начальной стадии задернения.

Что касается гляциально-аккумулятивных образований еще более ранних — средне- и раннечетвертичного — этапов, то диагностика их реликтовых форм в центральной части Заилийского хребта сильно затруднена, в то же время синхронные эрозионно-аккумулятивные формы рельефа ниже по долинам картируются почти повсеместно.

Морены среднечетвертичного возраста нигде не сохранили своего первичного геоморфологического облика, а в основных многоводных долинах полностью размыты.

Проблематичные остатки древних гляциальных отложений (Q_{II}^1 ?) изредка встречаются в высокогорье на седловинах боковых водоразделов, например на скальных перемычках между ледниками Metallург и Жарсай, Аксай и Каргаулди, Проходной и Большой Алмаатинки (перевал Арчалы), на Талгарском перевале. О ледниковом переносе материала в этом случае свидетельствует чужеродный состав обломков, не соответствующий литологии окружающих склонов. Морены более поздней генерации (Q_{II}^2) встречаются в ныне существующих ледниковых долинах. Они прислонены к бортам долин, но сохранились лишь в местах, относительно недоступных для речной эрозии, — обычно в висячих боковых отрогах долин среднегорья. Исключение составляет долина Карга-

линки. Ее верхняя часть (рис. 1) располагается в зоне контакта герцинских и каледонских гранитных интрузий. Каледонские интрузии по классификации, предложенной для данного района автором, А. А. Мельниковым и др. носят название алма-атинских (серые порфиробластовые граниты, гранодиориты), а герцинские интрузии — талгарских (красные субщелочные граниты, роговообманковые крупнозернистые граниты, граносиениты) и озерных (розово-серые крупнозернистые, роговообманково-биотитовые граниты). Замыкающие стенки современных цирков в

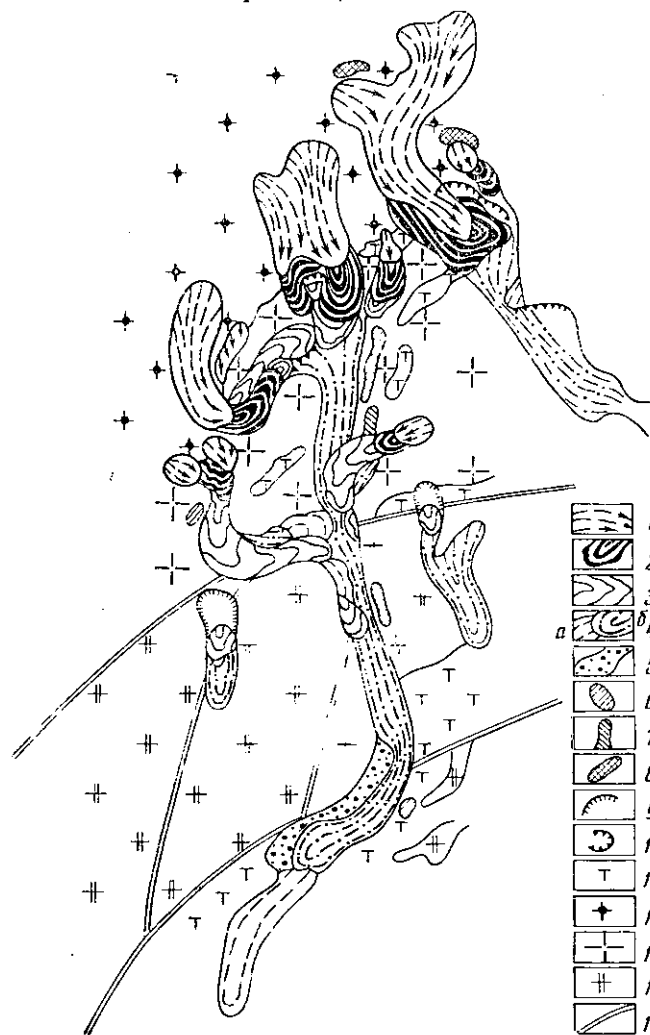


Рис. 1. Схема геологического строения бассейна верхнего течения р. Каргалинки.

1 — Современные ледники. Морены: 2 — существующих ледников (Q_{IV}^2); 3 — первого этапа современной фазы оледенения (Q_{IV}^1); 4 — позднечетвертичного оледенения (а — второй фазы (Q_{III}^2); б — первой фазы (Q_{III}^1); 5 —

второй фазы среднечетвертичного оледенения. Скульптурные площадки прежнего положения дна долин и цирков: 6 — позднечетвертичного времени; 7 — среднечетвертичного времени; 8 — более древних этапов. 9 — Кары позднечетвертичного оледенения. 10 — Скальные уступы и ригели на склонах цирков. Выходы палеозойских пород: 11 — кембрийских диоритов и габродиоритов; 12 — серых верхнеордовикских порфиробластовых гранитов, гнейсированных гранодиоритов (алма-атинских); 13 — красных среднекаменноугольных гранитов, граносиенитов, сиенитов (талгарских); 14 — светло-серых среднекаменноугольных гранитов (озерных). 15 — Разломы

верховьях р. Каргалинки сложены каледонскими гранитоидами, нижние ригельные уступы каровой лестницы выработаны в талгарских гранитах, ледниковая долина ниже по течению прорезает массив озерных гранитов.

Анализ состава обломков в моренах показывает, что разновозрастные морены имели разные области формирования. Наиболее древняя сильно размытая морена Q_{II}^2 сложена практически целиком обломками пород алма-атинского комплекса, развитого только в верховьях долины Каргалинки, в тех же местах, где располагаются задние стенки современных цирков. Она сохранилась на высотах 2700 м у коленообразного поворота долины, где ее меридиональное направление меняется на северо-восточное. Морена прислонена к палеозойским породам (озерным гранитам) и поднята над днищем долины на 80—100 м, а над современ-

ным врезом — на 100—150 м. Несколько выше по долине на левом берегу на том же уровне располагается четкая скульптурная площадка длиной в 250—300 м. В других местах следы древней ледниковой долины фиксируются на склонах уже менее четкими уступами, часто перекрытыми осыпями, или наличием на такой же высоте окатанных глыб алма-атинских гранитов, совершенно чужеродных для склона.

Две верхнечетвертичные морены (Q_{III}^1 и Q_{III}^2) выполняют днище ледниковой долины у поворота реки. Они характеризуются хорошей сохранностью микрорельефа. Судя по эрозионным врезам, общая мощность моренных отложений превышает 60 м. Вверх по долине мощность моренного верхнечетвертичного покрова уменьшается до первых десятков метров, местами он выклинивается. Состав обломков в моренах смешанный, свидетельствующий об участии в формировании морен отложений современных верховий реки и всей транзитной зоны, причем алма-атинские граниты в отложениях встречаются относительно редко, скорее всего они переотложены из среднечетвертичных морен.

Наиболее контрастно различие в составе обломков проявляется в моренах современного этапа. Морена первого этапа (Q_{IV}^1), как и везде, более распространена. Она подстилает более молодую стадийную морену и на 90% сложена обломками талгарских гранитов-граносиенитов. Морена второго этапа (Q_{IV}^2) состоит только из алма-атинских порфиро-бластовых гранитов и гранодиоритов. Она вытягивается из под стенок хорошо развитого цирка и питается за счет их разрушения. Ледник в нижней части двумя языками обтекает серповидный в плане скальный уступ высотой до 40 м, сложенный талгарскими гранитами. В верхней части уступа на гранитах сохранилась кора выветривания мощностью до 1,3 м, что представляется достаточно необычным для хорошо развитого ледникового цирка с активным характером экзарации.

Такие факты, как автономный вещественный состав разновозрастных морен в долине р. Каргалинки, хорошая сохранность ступенчатых ледниковых форм в этой долине и в других долинах центральной части Заилийского хребта, позволяют признать, что современное оледенение использует и моделирует полые формы рельефа предыдущих ледниковых эпох, в частности среднечетвертичного времени. Хорошая сохранность цокольных уступов, ригелей и других форм скульптурного рельефа в днищах и в замыканиях долин заставляет отказаться от универсальности представлений об активной выпахивающей деятельности горного ледника. Присущие ледниковым долинам широкие поперечники, троговая форма днищ, являющаяся в большей мере функцией продолжительного участия ледника в выносе всего объема обломочного материала, в изобилии поступающего с регрессивно отступающих склонов. Непрерывная конвеерная транспортировка обломочного материала — та особенность ледникового морфогенеза, которая отличает его от водно-эрозионных процессов в условиях интенсивного морозного выветривания. Эрозионная деятельность водных потоков в таких же условиях может проявляться только в форме линейного врезания русл или же будет совершенно подавлена склоновыми процессами и сменится аккумуляцией.

Наиболее благоприятные условия для разрушения скальных пород, так же как и в каровых воронках, создаются в нижней части склонов у контакта с ледником или снежником, где энергично действуют такие факторы морозного выветривания, как обилие талых вод, сильное прогревание скал прямыми отраженными лучами, непрерывное промерзание и оттаивание влагонасыщенных трещин и пор при резких температурных перепадах.

На первоначальных стадиях прогрессирующего оледенения ледник наследует и движется по узкой уже существующей эрозионной долине, но вслед за этим при появлении «ледникового забоя» вдоль скальных

подножий и благодаря интенсивному выносу продуктов выветривания он расширяет долину на всем ее протяжении, регрессивно разрабатывает верховья по тем направлениям, которые совпадают с простиранием зон интенсивной тектонической трещиноватости, дробления, рассланцевания.

Подобной последовательностью развития долины можно объяснить существование таких характерных форм, как троговый ров и троговые заплечики. Понижение в виде рва в днище ледниковой долины в этом случае генетически соответствует несколько видоизмененной форме предшествующего руслового вреза, сохранившегося под толщей подвижного глетчера. Незначительная роль донного выпаживания, как уже указывалось, подтверждается примерами не только долины р. Каргалинки, но и других горных долин. В днище р. Проходной среди морен Q_{III} встречаются совершенно неоглаженные невысокие (до 5—10 м) скальные выходы палеозоя. В долине ледника Южный Металлург сквозь покров морены Q_{IV} на плановых аэрофотоснимках отчетливо просматривается сеть совершенно не измененных пролювиально-ложковых русел, спускающихся с окружающих склонов. Ледник Туюксу, по геофизическим данным, покоится на мощной моренной подушке предыдущего оледенения, которая не была «выпахана» ледником. Типичные напорные морены вообще для района неизвестны, а языки конечных стадияльных морен обычно налегают друг на друга без признаков вложения. Исключением являются те редкие случаи, когда можно предполагать, что наступлению ледника предшествовал длительный водно-эрозионный размыв, далеко продвинувшийся в глубь гляциальной зоны. Однако регрессивное продвижение ледниковой долины с нижнего уровня к своим верховьям, очевидно, не всегда обязано водной эрозией. Оно может являться результатом избирательной направленности более интенсивных нивально-гравитационных процессов по простираанию ослабленных трещиноватых зон, контролирующих развитие долины.

Выработанные в среднечетвертичное время в центральной части хребта гляциальные формы рельефа в последующий орогенный этап были подняты более чем на 200—250 м, (что соответствует в минимальном пределе высоте образовавшихся в среднегорье террас и высоте склоновых уступов, хорошо выраженных в верховьях Большой Алмаатинки — Кызылсае). На новых более низких уровнях начали поэтапно развиваться скульптурные формы позднечетвертичного, в общем деградирующего оледенения. Не исключено, что миграция нивальных уровней Q_{III} в большей степени связана с орогеническим изгибанием центральной части свода, чем с изменением климата. Во всяком случае определенных палео-зооботанических данных, свидетельствующих об изменениях климата на примыкающих равнинах этого времени, пока не получено, хотя колебания расходов горных рек, смена эрозионных циклов аккумулятивными так же как и в предыдущей среднечетвертичной стадии, отчетливо ритмичны.

Для реконструкции первичного положения нивальных уровней и выяснения амплитуды поднятий интересно сопоставить данные по западному окончанию хребта Заилийского Алатау и по его отрогам в этом же районе, лишенных современного оледенения (рассматриваются только северные склоны).

К западу от наиболее поднятой части хребта, в верховьях р. Чемолган, приуроченных к отдельному тектоническому блоку, каровые ступени верхнечетвертичного времени группируются на высотах 3150—3200, 3350—3400 и максимум 3500 м. Верхнечетвертичные морены здесь плащеобразно или отдельными языками перекрывают размытые морены более древнего возраста (Q_{II}^{2}). Области питания морен совпадают.

Еще далее на запад, в Чонкеминском хребте, являющимся юго-западным отрогом Заилийского Алатау, прослеживаются два каровых уровня,

высоты которых увеличиваются в направлении с запада на восток. На протяжении 12 км высота первого уровня возрастает с 3200 до 3300 м, второго — с 3300 до 3400—3500 м. В том же направлении, в сторону центрального поднятия, нарастают и высоты единственного карового уровня (Q_{III}^1), развитого на сниженном сочленении Заилийского хребта с Кастекским. На протяжении 10 км его высоты изменяются от 3200 до 3300 м, хотя по условиям нарастания аридности картина должна бы быть обратной. Действительно, на смежном высокогорном отроге Кокай-рок, сохраняющем современное оледенение в этом же районе, снеговая

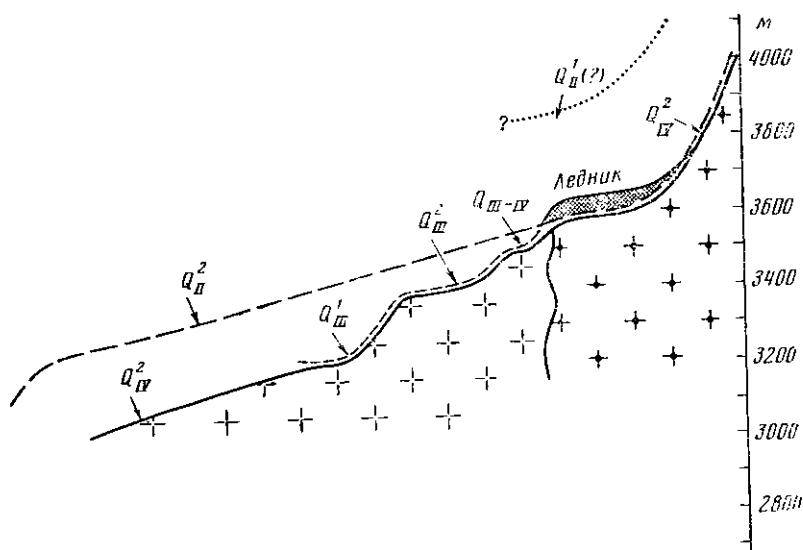


Рис. 2. Развитие гляциальных форм рельефа в Заилийском Алатау
Условные знаки те же, что и на рис. 1

линия располагается на высоте 3700—3800 м, т. е. выше, чем в центральной части Заилийского хребта.

Все это говорит скорее в пользу того, что причиной различной гипсометрии нивальных уровней предшествующих ледниковых эпох являются в большей степени неотектонические факторы.

Несомненно, климатическими причинами обусловлено кратковременное импульсивное разрастание ледников в предверии современной фазы оледенения. В это время (Q_{IV}^1) горные ледники или их зачаточные формы снова появились в отмерших карах верхнечетвертичного времени на верхних уровнях 3200—3400 и 3450—3500 м, а склоны крупных среднечетвертичных цирков в замыканиях долин, судя по бассейну р. Каргалинки, были почти полностью захоронены под снежным и ледниковым покровом и временно исключены из числа основных поставщиков моренного материала. Рисунок 2 поясняет особенности развития гляциальных форм рельефа северных склонов центральной части Заилийского Алатау.

Сохранившиеся ныне скульптурные формы ледникового рельефа фиксируют лишь достаточно протяженные и относительно стабильные этапы геологического развития. Климатически режим внутри этапа, очевидно, подчинен непрерывной ритмичности ледниковых наступаний и отступаний.

Изложенный материал позволяет утверждать, что: 1) современные ледники располагаются в унаследованных цирках более раннего, по-видимому, среднечетвертичного оледенения; 2) хорошая сохранность ледниковых форм и скульптурно-аккумулятивных образований под телом ледника, часть которых и прежде являлась ледниковым ложем, свиде-

тельствует о ничтожной роли донного выпаживания; 3) характерные морфогенетические особенности троговой долины обусловлены тремя равнозначными факторами — предшествующим эрозионным врезом, интенсивным разрушением склонов в нивальной зоне, обеспечивающим разрастание поперечника долины и неограниченной транспортирующей способностью ледника, обеспечивающей вынос обломочного материала за пределы нивальной зоны; 4) вертикальная миграция нивальных уровней на северном склоне Зайлийского Алатау в четвертичном периоде обусловлена в основном тектоническими движениями.

Южно-Казахстанское
геологическое управление

Поступила в редакцию
17.V.1971 г.

SPECIAL FEATURES OF THE FORMATION OF GLACIAL LANDFORMS AT THE ZAILIYSKY ALATOW MOUNTAINS

K. T. KULIKOVSKY

Summary

Detailed studies of ancient glacial forms and the petrography of moraines of different age at upper reaches of river valleys of the northern slope of the Zailiysky Alatau (Northern Tien-Shan) revealed that recent glaciers inherited glacial cirques of an earlier glaciation (apparently the Middle Pleistocene one). The process of active lateral growth of valleys results from intensive slope destruction and glacial evacuation of debris out of the limits of the nival zone; glacial excavation of valley floors is negligible.

УДК 551.435.162(470.42)

Е. А. МИРОНОВА, Л. Е. СЕТУНСКАЯ

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ РОСТА ОВРАГОВ НА ПРИВОЛЖСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Рост оврагов может оцениваться рядом показателей: величиной линейного прироста, т. е. приращением длины оврага за счет продвижения его вершины по направлению к водоразделу, изменением площади, занятой оврагом, изменением глубины, ширины оврага, объема материала, выносимого оврагом и др. В литературе в основном содержатся сведения о величине линейного (вершинного) прироста оврагов (Косов, 1953, 1970; Арманд, 1958; Родзевич, Сетунская, 1961; Коротина, 1967; Рожков и Волощук, 1970; Рожков, 1973; Сироткина, 1971; Козлова, 1973, и др.). Эти данные получены различными путями: 1) в результате специальных повторных наблюдений за оврагами на местности, 2) камеральным путем — сопоставлением разновременных картографических и аэрофотосъемочных материалов, 3) опросом местных жителей.

Не отрицая преимуществ камерального метода — возможности быстро и без затрат больших средств получить данные о приросте оврагов (правда, не всегда достаточно точные) за длительные сроки и на сравнительно большие территории, мы хотим подчеркнуть особую важность организации долгосрочных систематических наблюдений за ростом оврагов на местности. Такие наблюдения позволяют точно и объективно определять прирост оврагов, следить за ходом развития оврагов и выяв-