

---

---

Е. М. ЩЕРБАКОВА

ДРЕВНЕЕ  
ОЛЕДЕНЕНИЕ  
БОЛЬШОГО  
КАВКАЗА

---

---

551.89/479/

Е. М. ЩЕРБАКОВА

ДРЕВНЕЕ  
ОЛЕДЕНЕНИЕ  
БОЛЬШОГО  
КАВКАЗА

724

Издательство  
Московского университета  
1973



*Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
Московского университета*

Рецензенты:

профессор доктор географических наук *Г. К. Ту-  
шинский*; ст. научный сотрудник кандидат геогра-  
фических наук *В. А. Растворова*

## Предисловие

В течение многих лет экспедиционных работ в различных горных районах Советского Союза мной были собраны данные о развитии рельефа гор, о палеогеографии древнего оледенения, о разнообразных проявлениях новейшей тектоники в горах, которые были обобщены на примере Большого Кавказа. Ему и посвящена эта работа, затрагивающая некоторые общие вопросы геоморфологии и палеогеографии гор. Не считая выдвигаемые в ней положения безоговорочно правильными, я все же выражаю надежду, что сама постановка этих вопросов созвучна с научными достижениями последних лет и потому может принести пользу, предлагая исследователям продолжить наблюдения в намеченном направлении и сделать следующий шаг в раскрытии всего богатства и разнообразия геолого-геоморфологической деятельности горного оледенения.

## Введение

Упоминания о существовании на Большом Кавказе следов древнего оледенения появляются в литературе начиная с середины прошлого века. В то время четвертичная геология и гляциология как самостоятельные ветви наук о Земле только зарождались и питавшие их наблюдения носили до известной степени случайный характер. Проводились они либо попутно с другими исследованиями, являвшимися главной целью экспедиций: с топографическими работами (А. В. Пастухов, 1882—1899 гг.), геологическими изысканиями (Г. В. Абих, 1849—1875 гг.; И. В. Мушкетов, 1881—1899 гг.), либо при общегеографических ознакомительных поездках, например с целью восхождения на Эльбрус и Казбек (Д. Фрешфильд, 1868 г.; Н. Я. Динник, 1874—1881 гг. и др.).

Все же к началу XX в. уже сложилось представление о значительном современном и большом древнем оледенении Кавказа, вполне сравнимым с оледенением Альп. Исследования велись параллельно в этих двух горных странах, но примат долгое время оставался за западноевропейскими учеными. Созданная на альпийских материалах стратиграфическая и палеогеографическая схема четырехкратного оледенения стала ведущей и оказала влияние на исследователей Кавказа.

После выхода в свет известной монографии А. Пенка и Э. Брюкнера (1909) и до 40-х годов включительно рыхлые отложения Кавказа обычно изучались с позиций альпийской стратиграфической схемы, что отражено в подавляющем большинстве работ того времени. К ним относятся труды А. Л. Рейнгарда, В. П. Ренгартена, Л. Н. Пламенского, Г. Ф. Мирчинка, отчасти Л. А. Вардаванца и др.

Не без основания считалось, что горные страны, расположенные не слишком далеко друг от друга, причем обе на границе умеренного и субтропического поясов, должны были одинаково реагировать на общеклиматические изменения, и события ледникового периода протекали в их пределах синхронно. С этой точки зрения лучшая изученность следов древнего оледенения в Альпах упрощала проведение исследований на Кавказе, где также удавалось многим обнаружить следы четырех альпийских эпох и ряда стадий отступления вюрмского оледенения.

Нельзя не признать, что палеогеографические исследования в Альпах означали для того времени большой успех в изучении четвертичных отложений. Они переоценивались нашими учеными и использовались ими недостаточно критично. Так, например, В. П. Ренгартен прямо говорил о применимости к оледенениям Кавказа альпийской хронологии. Г. Ф. Мирчинк разработал для бассейна р. Кубани стратиграфическую схему, подчинив ее альпийской: четыре террасы в пре-

делах гор и четыре соответствующих им галечных горизонтов на равнине (W, R, M, G).

Этот путь в изучении древнего оледенения Кавказа оказался столь заманчивым, что сохранил последователей до последнего времени. Вряд ли нужно считать отступлением от альпийской схемы выделение двух самостоятельных позднечетвертичных эпох оледенения (Л. А. Варданянц, Г. К. Тушинский, Е. Е. Милановский и др.). Ведь и вюрм альпийской схемы подвергся сильной детализации, поскольку в настоящее время в нем различают:  $W_1$ ,  $W_2$ ,  $W_3$ ,  $W_4$ .

Е. Е. Милановский, изучая неотектонику, новейший вулканизм и параллельно следы древнего оледенения на Кавказе, недавно повторил альпийскую схему, обнаружив в бассейне р. Чегем морены всех четырех ледниковых эпох, последовательно расположенные от дна главной долины к междулучным пространствам. Д. В. Церетели (1959) выделил в бассейнах рек Ингури и Риони следы конечных морен максимального распространения вюрма и всех стадий его сокращения, а также боковые морены рисса и минделя.

Наряду с этим исследователи древнего оледенения Кавказа не остались в стороне и от общего прогрессивного течения в четвертичной геологии, требовавшего создания всесторонне обоснованных местных стратиграфических схем, которые затем можно было бы сравнить со стратиграфическими схемами других районов, в том числе и с альпийской схемой. Но такого рода схемы по Кавказу до сих пор не появилось, главным образом из-за недостатка палеонтологических данных и абсолютных датировок.

Однако критика представлений, исходивших из альпийской схемы или приходивших к ней, высказывалась неоднократно, начиная с тех существенных возражений, которые были сделаны в известной работе И. П. Герасимова и К. К. Маркова (1939).

Против рассмотрения четвертичной истории Кавказа с позиции альпийской хронологии резко возражал Л. И. Маруашвили (1956). Он пришел к заключению о небольшом изменении ландшафтов Кавказа в четвертичном периоде и о небольших размерах здесь четвертичного оледенения с максимумом в позднем плейстоцене и депрессией снеговой границы не более 500—700 м.

Известны и другие попытки критики прежних воззрений, вызванные, например, желанием подчеркнуть влияние тектоники на развитие горного оледенения. Н. В. Думитрашко (1959), а в дальнейшем также П. В. Ковалев (1965) указывали, что оледенение Большого Кавказа достигало максимума в позднем плейстоцене, так как в раннем и среднем плейстоцене горы были недостаточно высоки и перед последним оледенением испытали сильное поднятие. Обращалось внимание и на то, что в межледниковые эпохи оледенение гор не прерывалось, поскольку продолжались поднятия. Говорилось о единой ледниковой эпохе, начавшейся в среднем плейстоцене и перешедшей без длительного перерыва в поздний плейстоцен.

Одним словом, взгляды различных авторов на размеры и характер древнего оледенения Большого Кавказа неоднократно приходили между собой в серьезные столкновения. Если представление большинства исследователей о большом горном оледенении Центрального Кавказа с депрессией снеговой границы до 1200—1300 м существенно расходится с только что упомянутой точкой зрения Л. И. Маруашвили, то и тому и другому резко противоречат высказывания о полупокровном характере среднеплейстоценового оледенения, встречающиеся в некоторых производственных отчетах.

В недавней коллективной работе семи авторов (Думитрашко и др., 1962) была сделана попытка соединить и примирить взгляды исследователей древнего оледенения различных частей Кавказа. В ней было высказано мнение об особой истории оледенения гор, существенно расходящейся с историей оледенения Русской равнины (в позднем плиоцене и в четвертичном периоде), мнение о различной выраженности ледниковых эпох в Центральном Кавказе и в погру-

женных периклинальных частях свода, мнение о возможном расхождении числа стадий последнего оледенения в разных долинах.

Вряд ли можно считать, что эта попытка была удачной и что ее авторам удалось разрешить наболевшие вопросы палеогеографии Большого Кавказа.

Подлинно прогрессивным течением в изучении четвертичных отложений данной территории было и остается стремление найти выделенным толщам и террасам подножий палеонтологическую характеристику. Это направление было заложено в работах Г. Ф. Мирчинка (1928) и продолжено рядом исследователей.

Собранный материал по истории развития млекопитающих обширной области был сведен Н. К. Верещагиным в его известной монографии «Млекопитающие Кавказа. История формирования фауны» (1959). Но и эта ценная работа не сняла все назревшие вопросы палеозоологической характеристики разновозрастных континентальных толщ этой территории, что стало особенно ясно в последние годы. Новые данные по абсолютному возрасту костных остатков, во многих случаях более молодому, чем полагали прежде, заставляют пересмотреть и уточнить время обитания фаунистических комплексов и их отдельных представителей. В Предкавказье, тем более в Закавказье, они могли сохраняться дольше, чем в более северных районах (на Русской равнине, в Западной Европе).

Еще хуже обстоит дело с палеоботанической характеристикой четвертичных отложений Кавказа. Хотя по истории развития растительности в неогене имеется ряд интересных работ (Колаковский, 1952—1968; Шатилова, 1964, 1966; и др.), но история развития растительности в четвертичном периоде до сих пор остается невыясненной. Палинологическое изучение четвертичных отложений Большого Кавказа, проводившееся в нескольких местах, — это только начало предстоящей большой работы.

Весьма важное значение для познания палеогеографии горной страны имеет параллельное с ней детальное изучение морских осадков в соседних бассейнах. Палеонтологически охарактеризованные стратиграфические горизонты отложений Каспия и Эвксина, как и террасы их побережий, должны коррелироваться с континентальными толщами и террасами Кавказа, а также с континентальными толщами и террасами Русской равнины. Это открывает широкие перспективы палеогеографических сопоставлений и реконструкций, ценность которых должна возрасти по мере освоения и более широкого использования методов абсолютных датировок новейших отложений.

До сих пор возможность сопоставлений ледниковых событий в горах с изменением режима и колебаниями уровней соседних бассейнов была слабо использована. Однако Д. В. Церетели уже называл вюрмское оледенение хвалынским, рисковое — хазарским и миндельское — бакинским. Те же наименования ледниковых эпох встречаются в работах В. Л. Виленкина (1964). Новые данные по истории развития Каспия и Черного моря, по их террасам и погруженным береговым линиям будут способствовать разработке более детальной стратиграфической схемы для Большого Кавказа.

При всей необходимости палеонтологической (палеозоологической и палеоботанической) обоснованности стратиграфических схем не меньшую ценность для палеогеографических реконструкций имеют геоморфологические и литолого-стратиграфические исследования. Умение выделить генерации рельефа и характерные толщи рыхлых отложений, соответствующие эпохам и стадиям горного оледенения, умение проследить их в пространстве и наметить последовательность изменений во времени давно вошло в число приемов геоморфологического анализа, помогая восстановить обстановку прошлого.

Такого рода исследования ведутся на Кавказе многими учреждениями: геологическими управлениями, институтами Академии наук СССР и институтами Академий наук Закавказских республик, университетами (Московским, Харьковским, Ростовским).

В этой связи упомянем о работах Кавказской экспедиции геологического факультета МГУ, проводившей на предгорной равнине Северного Кавказа детальную геологическую съемку и ставившей целью уточнить не только возраст, но и генезис отложений.

Большие работы здесь проводились также географическим факультетом МГУ. Сотрудниками Эльбрусской и Каспийской экспедиций была доказана динамичность оледенения Кавказа (недавнего и древнего), сопоставимая с динамичностью уровня вод Каспия, была подтверждена синхронность изменения горных ледников в историческое и более отдаленное время.

Развитию палеогеографических представлений благоприятствовали также достижения двух последних десятилетий в изучении новейших тектонических движений, без знания которых немыслимы теперь палеогеографические реконструкции по горным странам. Обширный материал, собранный по этим вопросам исследователями Кавказа, обобщен в монографии Е. Е. Милановского «Новейшая тектоника Кавказа» (1968).

Быстрое развитие неотектоники не обошлось, к сожалению, без сопутствующих теневых явлений. К ним нельзя не отнести чрезмерное увлечение древними поверхностями выравнивания, получившими общее признание без достаточно критического к ним отношения. Служа основой при выявлении амплитуд новейших поднятий и, следовательно, основой неотектонических карт, они не могли не влиять вместе с тем на решение многих вопросов, связанных с древним оледенением, нередко направляя мысль исследователей по ложному пути.

Поэтому весьма своевременным следует считать выход в свет карты новейшей тектоники юга СССР, осуществленный ВНИГНИ, масштаб 1:1 000 000 (глав. ред. Л. П. Полканова, 1971). В основу карты положено выявление в горных районах и вообще в областях денудации не древних поверхностей выравнивания, а величин плоскостного среза на междуречьях. Такого рода более точный подход к оценке новейших тектонических движений будет стимулировать появление и более правильных палеогеографических реконструкций.

Изучение четвертичных отложений и древнего оледенения Большого Кавказа усилилось в последнее время в связи с проведением международного геофизического года (1957—1960 гг.), сменившегося затем Международной гидрологической декадой (1961—1971 гг.).

Нет смысла приводить подробный перечень всех достижений по изучению следов древнего оледенения и четвертичных отложений Кавказа, как нет возможности перечислить имена участников такого рода исследований. Мы обратимся ко многим из них в ходе изложения материала, заимствуя сведения у одних и полемизируя с другими.

По мере накопления разносторонних научных сведений все сильнее ощущается необходимость иметь для Большого Кавказа палеогеографическую схему, восстанавливающую последовательность событий и историю формирования рельефа гор в плейстоцене и голоцене. Эта схема, составленная на основании местного конкретного материала и отражающая своеобразие горной страны, учитывала бы одновременно общие закономерности развития природы всего умеренного и северных частей тропического поясов. И хотя многого еще недостает для того, чтобы наши палеогеографические представления об этой территории были полными, однако уже теперь можно попытаться сделать новый шаг в разработке такой схемы. Ее основой при современном уровне знаний могут служить данные геоморфологического анализа.

## ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТАНОВЛЕНИИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

По современным представлениям Большой Кавказ — это эпигеосинклинальный ороген, продолжавший испытывать геосинклинальное развитие в течение юры, мела и подавляющей части палеогена, по-видимому, до среднего олигоцена, когда преимущественное опускание и накопление осадков сменилось преимущественным поднятием и денудацией. В это время на месте геосинклинали началось формирование свода и районами накопления новейших отложений (моласс) стали краевые, или предгорные, и межгорные прогибы.

Большинство исследователей склоняются к тому, что на Большом Кавказе начало альпийского орогенеза отмечено появлением у подножия возникающих гор майкопских отложений, существенно отличающихся от подстилающих по составу, мощности и месторасположению. Подстилающие их фораминиферовые слои сильно известковые с малым количеством терригенного материала, имели широкое распространение на Большом Кавказе и не были строго приурочены к новейшим предгорным прогибам, тогда не существовавшим.

Хадумский горизонт (нижний олигоцен), который либо выделяют в качестве самостоятельного, либо относят к нижнему майкопу, представлен черными и бурыми известковистыми глинами и известняками малой мощности (от 50 до 150 м). Собственно майкопские отложения (средний и верхний олигоцен, нижний миоцен) преимущественно глинистые с большим количеством терригенного материала, имеют мощность до 2000—2500 м и приурочены в своем распространении к краевым и межгорным прогибам. Следовательно, начало их накопления совпало с началом формирования новейших структур — Большекавказского свода и сопряженных с ним прогибов.

Таким образом, один из главных переломов в развитии геосинклинали Большого Кавказа произошел несомненно в олигоцене<sup>1</sup>. Еще недавно началом новейших тектонических движений считался верхний олигоцен (Николаев, 1962), составители же упомянутой карты неотектонических движений юга СССР отнесли к новейшему времени и средний олигоцен, а в работе Е. Е. Милановского (1968) в орогенический этап альпийской эпохи включен весь олигоцен. Из сказанного вытекает, что более точным, по-видимому, является решение составителей карты.

<sup>1</sup> Наряду с этим в литературе имеются указания на то, что суша на месте Большого Кавказа появилась раньше олигоцена, по В. А. Гросгейму (1961) — в начале палеогена.

Изменение состава и мощности отложений падает именно на время между нижним и средним олигоценом. Нижнюю границу новейших отложений Кавказа таким образом следует проводить по кровле хадумского горизонта, относимого к нижнему олигоцену.

Дальнейшее развитие Большекавказского орогена, охватывавшее не менее 30—35 млн. лет, протекало сложно. Оно было направленным и ритмическим и было подчинено тем главным закономерностям развития природы Земли, о которых неоднократно говорил в своих работах К. К. Марков (Марков и Величко, 1967)<sup>2</sup>.

В среднем высота гор, глубина их расчленения, резкость форм и крутизна склонов со временем увеличивались, отложения становились все более грубообломочными. Но это направленное изменение просматривается лишь сквозь многочисленные пульсации, в которых улавливаются ритмы различных порядков — от очень крупных до весьма мелких. При этом новые ритмы не повторяли предыдущих, так как изменялся, развиваясь, и сам процесс горообразования и субстрат, в котором протекали процессы.

Попытаемся раскрыть сказанное на фактическом материале, характеризующем этапы становления горного сооружения Большого Кавказа. Ключевых районов для этого имеется достаточно. Они прослеживаются от впадины Каспийского на востоке до впадины Черного моря на западе, как вдоль северного (Терско-Кусарский и Индоло-Кубанский краевые прогибы), так и вдоль южного подножия гор (Куринский и Рионский межгорные прогибы). Эти сложно построенные депрессии, подразделяющиеся внутри на зоны и вторичные более мелкие впадины, концентрируют в своих пределах толщи новейших отложений большой мощности: до 4—5 км в Осетинской впадине, до 4—6 км в Западно-Кубанском краевом прогибе, до 2—3 км в Рионском межгорном прогибе, до 4 км в Верхнекуринской, до 8 км в Среднекуринской и более 6—7 км в Нижнекуринской впадине<sup>3</sup>.

Е. Е. Милановский (1968) пришел к выводу, что альпийская орогеническая эпоха может быть подразделена на две стадии: ранне- и позднеорогенную, отвечающие времени накопления нижних и верхних моласс, представленных в первом случае тонкообломочным песчано-алеврито-глинистым и во втором — грубообломочным, чаще всего песчано-галечным материалом. Автор называет раннеорогенную стадию временем умеренного, а позднеорогенную стадию, которую он делит на четыре фазы, временем интенсивного воздымания гор и проводит между ними границу под верхним сарматом, когда произошло резкое изменение гранулометрического состава моласс. Границу между средним и верхним сарматом Е. Е. Милановский, как и В. Е. Ханн, считает главной в ходе развития орогенического процесса на Кавказе и предлагает ее принять за начало собственно неотектонического этапа (неотектонической стадии) становления этой горной системы, называя раннеорогенную стадию подготовительной. Кроме того, он указывает, что на переклиналях Большого Кавказа нижняя граница неотектонического этапа поднимается вверх до среднего плиоцена.

<sup>2</sup> Вполне вероятно, что направленно-ритмическое развитие всей природы земной поверхности в целом контролировалось орогеническим процессом, преобразовавшим лик Земли, и тектонические движения были ведущими при этих изменениях природы.

<sup>3</sup> В северо-восточной части Куринской впадины мощность только плиоценовых и четвертичных отложений более 6—7 км. Цифровые характеристики мощностей отложений даны по Е. Е. Милановскому (1968); редкие исключения отмечены дополнительными ссылками.

Предложенная Е. Е. Милановским периодизация эпохи альпийского орогенеза достаточно ясно подчеркивает направленность процессов горообразования этого времени.

Иная периодизация положена в основу карты новейшей тектоники юга СССР (1971). Ее составители и главный редактор Л. П. Полканова, рассматривая разрезы новейших отложений юга СССР, выделили не два, а три крупных этапа в альпийской орогенической эпохе. Первый, начальный, этап длился со среднего олигоцена до нижнего миоцена включительно и охватывал время накопления майкопских отложений (нижней части разреза тонкообломочных моласс). Он характеризовался большой активностью тектонических движений и в орогенах и в прогибах, а также активной денудацией формирующихся гор при их еще небольшой высоте. Второй этап начался со среднего миоцена и окончился в начале среднего плиоцена. Это время отличалось обширными морскими трансгрессиями, пониженной активностью тектонических движений и ослабленным выносом терригенного материала в области накопления. Наконец, третий этап, начавшийся в среднем плиоцене и продолжающийся до наших дней, назван временем наиболее интенсивных тектонических движений и активного выноса в области накопления в основном грубообломочного материала. Примерная длительность этапов: первого — 12—13 млн. лет, второго — 12—13 млн. лет, третьего — около 10 млн. лет.

Перечисленные три этапа альпийской орогенической эпохи были выделены авторами карты в основном по характеру отложений в разрезах, более или менее удаленных от подножия гор, причем большое внимание уделялось и отложениям на прилежащих к орогенам платформам. Естественно, эти разрезы отразили события, происходившие в орогенах, в весьма осредненном виде, подчеркнув самые крупные изменения в режиме осадконакопления и ослабив более мелкие, однако, возможно, очень характерные для отдельных горных областей. Этим можно объяснить, что в схеме периодизации, принятой составителями карты, не учтена важная для Кавказа граница между средним и верхним сарматом, между нижними тонкообломочными и верхними грубообломочными молассами. Отрадно однако, что в этой схеме наряду с направленностью процесса горообразования отмечена также его ритмичность.

Привлекая кавказские материалы и рассматривая разрезы подножий Большого Кавказа, можно выделить шесть этапов в истории становления гор.

Первый этап альпийского горообразования (майкопский век). Исключительное своеобразие преимущественно терригенных отложений майкопа оправдывает выделение этого времени в самостоятельный начальный этап развития Большекавказского орогена. Их большая мощность (до 2000—2500 м) служит бесспорным доказательством высокой активности тектонического режима, а мелкообломочный состав говорит о небольшой высоте формировавшихся тогда гор. Кажущееся на первый взгляд противоречие перестает им быть, если учесть, что верхние слои поднимавшегося свода были представлены осадочными породами палеогена. Они легко размывались, поставляя мелкообломочный материал к подножиям, а рельеф в областях поднятия оставался низкорослым, несмотря на значительную интенсивность тектонических движений. Происходило активное формирование так называемого первичного пенеплена в легко размываемых породах.

Это не вполне согласуется с выводом В. А. Гросгейма (1961) о том, что главным источником размыва в это время служили территории, расположенные к северу от орогена. Приуроченность майкопских отложений к подножиям гор и их огромная мощность свидетельствуют скорее о том, что отложения накапливались именно в краевых и межгорных прогибах, сопряженных с поднимавшимся сводом, откуда и должен был поступать в большом количестве материал разрушения. В подтверждение приуроченности майкопских глин к краевым и межгорным прогибам можно сослаться на появление в них более грубообломочных песчано-галечных отложений близ подножия гор, отмеченное для Азербайджана (Ализаде, 1945; Шихалибейли, 1956) и для ряда мест Северного Кавказа (Гросгейм, 1957, 1961).

Что же касается минералогического состава майкопских отложений, то нельзя не согласиться с Л. П. Полкановой (устное сообщение). Она обращает внимание на существенное отличие размывавшихся тогда поверхностных слоев свода от тех глубоко залегавших толщ, которые претерпели метаморфизацию и лишь впоследствии были выведены на поверхность. Хотя в майкопское время главной питающей провинцией был, по-видимому, уже Кавказский свод, но состав выносимых минералов был иной. Отличительной чертой его являлось отсутствие признаков сильного воздействия глубинных растворов, что и могло быть принято за доказательство переноса материала с севера из тектонически более спокойных районов.

Могут возникнуть сомнения относительно правильности проведения верхней границы начального этапа по кровле майкопа, поскольку во впадинах Куринского межгорного прогиба (Нижнекуринская впадина) и в некоторых других местах отложения тарханского и последующих ярусов ложатся на майкоп согласно и не обнаруживают с ним заметных различий по составу, но это лишь в самых глубоких участках впадин.

В. А. Растворова (Кириллова и др., 1960) различает, как и Л. П. Полканова, три этапа альпийского горообразования, но относит к первому этапу не только майкоп, а также весь тортон и большую часть сармата (до верхнего), т. е. подчеркивает ту же границу, которая особо выделяется В. Е. Ханном и Е. Е. Милановским. И все же, если взять Большой Кавказ в целом, нельзя не признать, что общая тектоническая обстановка и условия седиментации достаточно резко изменились уже на переходе от майкопа к тортону. В майкопе на месте Большого Кавказа формировался широкий пологий свод (Л. П. Полканова) и широкие продольные прогибы, краевые и межгорные, тогда еще без признаков наложения каких-либо поперечных структур (Е. Е. Милановский). В тортоне контрастнее обозначились поднимавшийся свод, с одной стороны, и сопряженные с ним прогибы, с другой стороны. Начался новый ритм, существенно отличавшийся от предыдущего.

Второй этап альпийского горообразования (тортон — нижний и средний сармат). Его отличительной чертой было дальнейшее развитие горообразовательных движений на фоне довольно стабильного режима окружающих морских бассейнов. Для Большого Кавказа как самостоятельной тектонической единицы, второй этап не являлся временем ослабленных тектонических движений. В связи с активно продолжавшимся воздыманием свода контрастнее обозначались впадины и свод; размыву начали подвергаться более глубокие слои осадочных пород. Гравийно-песчаная толща тортона, слагающая предгорья Кавказа вдоль южной окраины Осетинской впадины (Чер-

ные горы), показывает, насколько активно происходил вынос обломочного материала в область седиментации. Торгонская фаза активизации тектонических движений отмечалась и для других горных стран (Карпаты). По-видимому, в развитии Большого Кавказа это время явилось одним из крупных ритмов становления горной системы, продолжавшимся до среднего сармата включительно.

Третий этап альпийского горообразования (верхний сармат—мэотис—понт) отмечен коррелятными грубообломочными отложениями, впервые получившими широкое распространение вокруг Большого Кавказа. Резкое изменение состава моласс, их погружение, особенно сильное близ подножия гор, но заметное и на удалении от них, четко прослеживается в Верхнекуринской впадине (нахорская песчано-галечная прибрежно-морская толща верхнего сармата и душетская континентальная грубообломочная толща мэотис—понта), в Средне- и Нижнекуринском межгорном прогибе (континентальные грубообломочные ширакская и аджиноурская толщи), в Кубанском (армавирская толща) и Терском (лысогорская толща) предгорных прогибах<sup>4</sup>.

Об активизации горообразовательного процесса свидетельствует кроме того большая мощность отложений, достигающая в Восточной Грузии 2—2,5 тыс. м (ширакская толща). О том же говорит вулканическая деятельность, отмечавшаяся в верхнем сармате и усилившаяся в мэотисе и понте. Среди сохранившихся вулканогенных образований этого времени наибольшей известностью пользуются так называемые миоплиоценовые гиабиссальные интрузии трахилипаритов Минераловодского района.

Условия залегания грубообломочных моласс верхнесармат-мэотис-понтического возраста свидетельствуют о том, что усиливавшееся поднятие свода сопровождалось сокращением и отмиранием морских заливов, развитием на их месте лагун и озер. Вместе с тем усиливались складкообразовательные процессы и подножия вовлекались в поднятия, превращаясь в предгорья.

Одновременно с разрастанием свода в высоту и ширину происходило его удлинение, нарастание в длину вдоль оси поднятия. Сарматские известняки, обнаруженные у подножия массива Шагдаг, свидетельствуют о том, что обширная трансгрессия, о которой шла речь выше, захватила восточную окраину свода и регрессировала отсюда в верхнем сармате в результате активизации тектонических движений. В работах азербайджанских геологов (Шихалибейли, 1956, 1960), проведших детальнейшее изучение новейших отложений, указывается, например, что Юго-Восточный Кавказ лишь с конца миоцена начал испытывать интенсивное сводовое поднятие.

Таким образом, на протяжении длительного времени от начала среднего миоцена до начала среднего плиоцена, объединенного составителями карты новейших тектонических движений юга СССР в один крупный (второй) этап развития, в формировании Большого Кавказа происходили существенные изменения тектонического режима. Они дают основание для разделения этого времени на два достаточно крупных этапа (ритма): торгон-сарматский и верхнесармат-мэотис-понтический. Граница между ними, выраженная изменением состава коррелятных отложений, настолько резка, что уже давно бросалась в глаза исследователям.

<sup>4</sup> Упомянутые континентальные отложения в основном являются немymi, поэтому верхняя возрастная граница их дается условно и рядом исследователей верхи толщ предположительно относятся к среднему плиоцену, а низы — к верхнему сармату.

Сошлемся на работу С. А. Ковалевского (1936), приобретшую широкую известность. Появление в верхах сармата грубообломочных отложений аджиноурской континентальной толщи он признал за доказательство не только сформировавшейся в то время достаточно высокой горной страны, но и большого оледенения в ее пределах. Хотя палеоботанические данные ни в коей мере не подтвердили смелое предположение автора о таком древнем большом оледенении Кавказа, но факт скачка в становлении горной страны стал совершенно очевидным. При этом денудация достигла тогда более глубоких, измененных метаморфизацией пород, что должно было отразиться и в отложениях и в рельефе.

Применительно к схеме, принятой составителями неотектонической карты, можно сказать, что в целом это время альпийской орогенической эпохи (средний миоцен — начало среднего плиоцена) для Большого Кавказа воспринимается как продолжение направленного восходящего развития горной системы. Оно происходило на фоне обширной трансгрессии двумя крупными ритмами, каждый из которых представлял собой многочисленные более мелкие пульсации.

Следующий крупный скачок в истории становления Большого Кавказа произошел в начале среднего плиоцена (киммерийского, или продуктивного века), когда новые качества приобрели рельеф гор и коррелятные ему отложения, и это отразилось в облике природы благодаря появлению ясно выраженной высотной поясности с горными лугами на вершинах, но еще без нивальной зоны (А. Федоров, 1952).

Изменение тектонической обстановки, происшедшее в начале среднего плиоцена, выделено составителями карты новейших тектонических движений юга СССР. С него начинается третий (последний) крупный этап их схемы периодизации альпийской орогенической эпохи, названный в целом (вместе с антропогеном) временем наиболее интенсивных тектонических движений. И действительно, по многим показателям эту границу следует признать началом нового этапа в развитии горной системы, но еще не последнего.

Четвертый этап альпийского горообразования<sup>5</sup> (продуктивный век) падает на время, когда интенсивное разрастание Большекавказского свода сопровождалось резким углублением котловин в соседних впадинах. Вдоль главной оси свода горы имели высоту порядка 3000 м (Федоров, 1952), в область денудации была вовлечена большая площадь подножий. Своеобразие тектонической обстановки этого времени заключалось, таким образом, в большой активности как областей седиментации, так и сопряженных с ними сводов.

К началу среднего плиоцена понтическая регрессия достигла крайних пределов, и в южной котловине Каспийской впадины образовался Балаханский бассейн, испытывавший быстрое погружение. Он заполнялся толщей терригенных осадков, мощность которых измеряется многими сотнями метров (2300—2800 м и больше).

И. С. Мустафаев (1959), давший описание литофаций и палеогеографию века продуктивной толщи, проследил переход морских слоев в грубообломочные молассовые отложения подножий и доказал трансгрессивный характер залегания среднеплиоценовых отложений.

Состав обломочного материала показывает, что в продуктивный век в осевой зоне свода размыву подвергались наряду с флишем и фли-

---

<sup>5</sup> Е. Е. Милановский объединил это время с понтом, мэотисом и верхним сарматом в одну общую первую фазу позднеорогенического этапа.

шюидными толщами мела также отложения юры до лейаса включительно.

Непостоянство литофашиального состава и строения толщи, изменчивость мощностей в разрезах и в пространстве — все указывает на тектоническую активность орогена. Об усилении контрастов и о глубоком расчленении рельефа свидетельствует врез долин, заполненных впоследствии отложениями, а также то, что расчленение захватило частично бывшие области накопления моласс, вовлеченные в поднятие. Отмечаются, например, складчатость и поднятия в Ширакско-Аджинаурской зоне и в зоне Сунженского и Терского хребтов. Кроме того, исследователи указывают на усиленное развитие поперечных структур, в первую очередь Транскавказского поднятия, наложившихся и усложнившихся преобладавшие прежде продольные структуры.

Можно сослаться и на результаты палеомагнитных исследований (Храмов, 1963), которым была подвергнута верхняя часть продуктивной толщи. Только в ней было отмечено шесть палеомагнитных зон, что, вероятно, тоже говорит о высокой тектонической активности Кавказского орогена в среднем плиоцене.

По палеоботаническим данным снеговая граница не была достигнута поднимавшимися вершинами. Поэтому характер тектонического режима в отложениях продуктивной толщи отражен в наиболее чистом виде, не искаженном резкими изменениями деятельности экзогенных процессов, которые неизбежно возникают в связи с появлением и уничтожением оледенения.

Часто повторяющиеся в продуктивной толще трансгрессивные и регрессивные ряды седиментации свидетельствуют о сильно пульсирующем характере тектонических движений этого времени; в них улавливаются мелкие ритмы продолжительностью в 800—1000 лет (Николаев, 1962).

Таким образом, средний плиоцен был своеобразным этапом в становлении горной системы. Он столь же неповторим, сколь неповторимы отложения самой продуктивной свиты. Своеобразие развития заключалось в том, что активизация пульсирующих тектонических движений, наблюдавшаяся и в областях поднятия и в областях опускания, происходила вначале при очень низком стоянии базиса эрозии (500—600 м ниже современного), сменившимся вскоре медленно развивающейся трансгрессией замкнутых внутренних бассейнов: Балаханского — на востоке и Киммерийского — на западе. К концу века в опускание втягивается Среднекаспийская впадина.

Однако выделение самостоятельного среднеплиоценового этапа в развитии орогена не находит подтверждения в разрезах подножий Центрального Кавказа, где нет самостоятельного горизонта, соответствующего продуктивной толще. В. П. Ренгартен (1932) к среднему плиоцену отнес верхи лысогогорской толщи и низы свиты рухс-дзуар. В. А. Растворова, рассматривая историю формирования Центрального Кавказа, придерживается, в общем, того же мнения и склонна большую часть среднего плиоцена объединять с понтом<sup>6</sup>.

Пятый этап альпийского горообразования<sup>7</sup> (акчагыл — нижний, средний и часть верхнего апшерона) совпал с максимальным развитием трансгрессии, названной акчагыльской; она

<sup>6</sup> Мнения В. П. Ренгартена и В. А. Растворовой находят подтверждение в стратиграфической схеме Б. П. Жижченко (1967); в ней низы продуктивной свиты по палеонтологическим данным отнесены к понту, верхи (подакчагыльские слои) — к акчагылу.

<sup>7</sup> Е. Е. Милановский выделяет верхнеплиоценовую фазу позднеорогенического этапа, примерно соответствующую пятому этапу нашей схемы.

происходила при новых сильных импульсах восходящих движений в своде, при сильных проявлениях поперечных структур и разрывов (омоложенных и вновь образованных). Разрывы сочетались с мощной вулканической деятельностью как эффузивной, так и гипабиссальной. Если поверхностные излияния лав для этого времени давно известны (обломочный материал свиты рухс-дзуар), то гипабиссальные внедрения верхнеплиоценового возраста установлены недавно. Так называемые неонитрузии осевой зоны Большого Кавказа до последнего времени относили к концу верхнего мела — началу палеогена, считая, что их внедрение произошло около 60—70 млн. лет назад. Но в последние годы методом абсолютных датировок доказан их очень молодой возраст, в основном от 1,6 до 2,7 млн. лет и лишь в двух случаях около 4 млн. лет (Аракелянц, Борсук, Шанин, 1968). Следовательно, верхнеплиоценовые импульсы восходящего развития гор были вместе с тем импульсами мощной вулканической деятельности.

Выделяемый нами пятый этап альпийского горообразования падает в основном на время обратной намагниченности Матуяма, а следующий за ним шестой этап — на время прямой намагниченности Брюсса. Попутно встает вопрос, остающийся пока без ответа: в какой степени существенные изменения тектонического режима в орогене могут быть приурочены ко времени обращения намагниченности?

В пределах краевых и межгорных прогибов отложения акчагыла ложатся на продуктивную толщу нормально. Они представлены во внутренних частях обычно глинисто-песчаными разностями, но в бортах впадин тонкообломочные осадки фациально переходят в грубообломочные накопления — галечники и конгломераты. Такого рода изменение характера отложений при приближении к подножиям гор отмечается для ряда прогибов (алазанская серия в Куринском прогибе и др.).

Широкой известностью пользуется свита акчагыл-апшеронских отложений в Эльхотовских воротах (прорыв Терекон Сунженского хр.), где в южном крыле антиклинали обнажается толща дислоцированных грубообломочных слабо сортированных отложений, переполненных вулканогенным материалом. Разрез описывался неоднократно (Ренгартен, 1932, 1946; Москвитин, 1958; Великовская и Кожевников, 1959, и др.) и до сих пор продолжает вызывать споры, главным образом относительно генезиса отложений: являются ли они флювиогляциальными или селевыми.

В низах разреза, датированых акчагылом, господствует туфогенно-обломочный материал. Выше к нему начинает примешиваться все в большем количестве обломочный материал осадочных пород мела и юры, а также небольшое количество кристаллических обломков. Кроме того, вверх по разрезу наблюдается укрупнение материала до преимущественно валунного, а также ухудшается сортировка материала.

В целом толща Эльхотовского обнажения (толща рухс-дзуар, по В. П. Ренгартену) с несомненностью свидетельствует о том, что процесс горообразования в акчагыле продолжал развиваться активно, что неоднократно усиливавшееся поднятие свода привело, наконец, к образованию глубоких разломов и вулканической деятельности.

Эльхотовская толща запечатлела отрезок времени в развитии Большого Кавказа, когда осадочные породы юры и мела покрывали свод, включая отчасти его осевую зону, а их в свою очередь перекрыли на некоторое время верхнеплиоценовые лавы, принявшие на себя главный удар разрушающего воздействия экзогенных процессов. Обилие

туфогенно-обломочного материала в отложениях является свидетельством большой силы денудации и в долинах и на междуречьях. Кристаллическое ядро, столь типичное для современной осевой зоны Центрального Кавказа, обнажилось в Приказбекском районе полностью лишь в апшероне<sup>8</sup>.

Связаны ли эти слабосортированные, а сверху мореноподобные отложения с деятельностью горного оледенения, остается не решенным: селевой характер образований вовсе не исключает их связь с процессами ледникового времени. Они могут быть отложениями гляциальных селей.

О большой интенсивности тектонических движений в акчагыле свидетельствуют и материалы по Восточно-Кубанскому краевому прогибу (Лебедева, Митин, 1962), где акчагыльские отложения по гранулометрическому составу резко отличаются от подстилающих. В пределах Закубанской наклонной равнины они представлены валунниками и галечниками, переходящими при удалении от гор на Кубано-Донском водоразделе в косослоистые пески. Разнообразный петрографический состав валунов и гальки, присутствие среди них гранитоидов, кристаллических сланцев, порфиров, кварца и других пород осевой зоны говорит о том, что кристаллическое ядро мегаантиклинория в его западной половине было в это время обнажено.

Грубообломочные акчагыльские отложения Восточно-Кубанского прогиба могут быть тоже связаны с деятельностью древнего оледенения.

Отрицать возможность распространения в акчагыле большого горного оледенения на Большом Кавказе было бы неверным, точно так же, как считать его доказанным. На возможность появления оледенения в акчагыле указывает сильное похолодание на границе среднего и позднего плиоцена, о котором уже давно говорят палеоботаники и палеозоологи. Похолодание, по палеоботаническим данным, отмечалось как для восточных районов Кавказа на переходе от продуктивной толщи к акчагыльским отложениям (Маслова, 1960), так и для западных районов этой области — в низах куюльника (Шатилова, 1964, 1966). Для Кавказа сильное позднеплиоценовое похолодание подчеркивалось Л. И. Маруашвили (1961), который считал позднеплиоценовое оледенение здесь самым сильным. Как и палеоботаники, он указывал, что изменение флористического состава на границе среднего и позднего плиоцена было сильнее, чем затем на границе позднего плиоцена с собственно четвертичным периодом. И все же типичных представителей холодных эпох во флоре Кавказа ни для акчагыла, ни для апшерона обнаружено не было.

А вместе с тем за возможность появления оледенения говорит и большая высота гор (к концу среднего плиоцена, по-видимому, уже свыше 3000 м), и резкое изменение климата, и обширная акчагыльская трансгрессия, возможно усиленная гляциоизостатическим прогибанием перешейка под тяжестью скопившихся фирна и льда. Большое горное оледенение полупокровного типа должно было вызывать выполаживание рельефа верхнего яруса гор. А усилившиеся при таянии льдов восходящие движения способствовали оживлению разломов и пробуждению мощной вулканической деятельности. Лавы покрыли тогда большие площади и, ложась на выположенный льдом рельеф междуречий, еще сильнее его сnivelировали. Грубообломочный материал появился в туфогенно-обломочной толще и его количество воз-

<sup>8</sup> Небольшое количество обломочного материала кристаллических пород встречается еще в лысогорской толще.

растало по мере того, как усиливались дифференцированные движения и оголялись коренные породы.

Таким образом в акчагыле в сложный комплекс природных явлений мог включиться еще один компонент, ставший мощным фактором дальнейшего развития. Являясь функцией климата, горное оледенение само влияло на климат, являясь функцией тектоники, оно оказывало на нее ощутимое воздействие и, наконец, являясь функцией рельефа, оледенение, возникнув и развиваясь, преобразовывало рельеф.

Следовательно, вопрос о том, когда же впервые появилось оледенение на Большом Кавказе, заслуживает пристального внимания, потому что с этого времени усиливаются ритмические взаимообусловленные изменения природных условий. К сожалению, при современном уровне знаний ответить на этот вопрос не представляется возможным.

Шестой этап альпийского горообразования<sup>9</sup> начался в верхнем апшероне и продолжается до сего времени. Основание для выделения этого времени в самостоятельный этап дают проявления новых еще более мощных импульсов восходящих движений, которые начались в верхнем апшероне и, в общем, не ослабевали в течение всего четвертичного периода.

Общая активность тектонических движений (не только вертикальных, но и горизонтальных), еще большее обострение разрывной тектоники и дифференцированных движений, сильная вулканическая деятельность, дробление и перетирание поднимающихся пород — все это, вместе взятое, привело к господству резкоконтрастных форм рельефа, в такой степени не свойственное прежде Большому Кавказу. Горы достигли большей высоты, чем в акчагыле, возросла глубина расчленения, усилился вынос грубообломочного материала, в том числе тектонического дробления, на предгорную равнину, обнажилось на большом протяжении кристаллическое ядро; в пределах Восточного и погруженной части Западного Кавказа оно до сих пор находится на глубине и будет выведено на поверхность при продолжающемся восходящем развитии.

Одним из убедительных доказательств новых сильных импульсов горообразовательных процессов в верхнем апшероне служит Кусарская наклонная равнина с высотами от 200—250 до 900—1100 м. Она покрыта плащом несортированного (местами слабосортированного) неокатанного (или слабоокатанного) материала мощностью до 4—8 м, переполненного глыбами и валунами с признаками тектонического дробления. При приближении к Каспийской впадине континентальные отложения переходят в палеонтологически охарактеризованные морские осадки верхнеапшеронские и бакинские.

Следовательно, в верхнем апшероне Большой Кавказ вступил в стадию свойственного ему затем подлинно высокогорного развития и сильно возросшего значения разрывной тектоники в формировании рельефа и осадков.

Вновь и вновь усиливавшиеся дифференцированные движения (в акчагыле, затем в апшероне, особенно в верхнем апшероне) способствовали быстрому усложнению структуры Большого Кавказа. Возникновение и оживление разломов на переходах между антиклиналями и синклиналями превратило их в горст-антиклинории и грабен-синклинории, а весь свод в целом перерос в сложнопостроенный мегаанти-

<sup>9</sup> Е. Е. Милановский выделяет четвертичную (антропогенную) фазу позднеорогенического этапа альпийского горообразования, примерно соответствующую нашему четвертому этапу.



клинорий. Возможно, это произошло в более ранние этапы, но резко обострилось в верхнем апшероне — антропогене.

О том, что процесс горообразования на протяжении пятого и шестого этапов (в течении позднего плейстоцена и четвертичного периода) оставался в среднем направленно-усиливающимся, свидетельствует следующее соображение: по современным абсолютным датировкам длительность акчагыла и апшерона примерно одинаковая (около 900 тыс. лет каждого), а мощность морских отложений в стабильно прогибающихся впадинах у апшерона больше, чем у акчагыла. Например, в Восточном Азербайджане максимальная мощность акчагыла до 1,5 км, апшерона — до 5 км (Милановский, 1968). По мощности морских отложений примерно одинаковых фаций сотрудники группы А. Г. Эберзина определяли длительность апшерона в три раза большей, чем акчагыла (устное сообщение). На протяжении же апшерона наибольшей активностью тектонического режима и выноса обломочного материала из гор на равнину отличался верхний апшерон.

Такая история формирования горной системы не оставляет места предположению (Думитрашко и др., 1962), что к среднему плейстоцену высота гор Большого Кавказа значительно уступала их высоте в позднем плейстоцене, в связи с чем позднплейстоценовое оледенение превышало по размерам предыдущие.

Можно сказать, что в начале шестого этапа высота гор, в общем, приближалась к современной.

Итак, сложнопостроенным высоко поднятым сводово-глыбовым сооружением вступил Большой Кавказ в плейстоцен, сохраняя в дальнейшем интенсивность восходящего развития. Большая мощность четвертичных отложений (в Нижнекуринском межгорном прогибе до 1 км) и их грубообломочный, преимущественно валунно-глыбовый состав дают представление о тектоническом режиме орогена в течение четвертичного периода.

Исследователи рыхлых отложений Апшеронского полуострова отмечали усиление движений в начале среднего плейстоцена, выразившееся в укрупнении выносимого из гор материала, начиная с низов хазарского времени, что нельзя объяснить только деятельностью древнего оледенения без активного проявления тектоники. Для позднего плейстоцена и голоцена также указывались признаки усиленного поднятия гор: новая активизация эффузивной деятельности и значительная приподнятость днщ трогов последнего оледенения (Растворова и Щербакова, 1963).

Во всех случаях надежным показателем направленно-ритмического восходящего развития орогена служит состав новейших отложений — его укрупнение и появление продуктов разрушения из более глубоких и потому сильнее измененных слоев поднимавшегося свода (мегаантиклинория), срезаемого сверху денудацией. В. А. Растворова (1963) определяет величину денудационного среза для Центрального Кавказа за все время новейших тектонических движений в 2,5—3 км, оговаривая, что эта величина явно заниженная<sup>10</sup>. Учитывая «юность» неинтрузий и глубину их залегания при остывании и кристаллизации, она дает также величину среза за поздний плейстоцен и плейстоцен — не менее 1 км.

Схематизируя, можно наметить следующую последовательность в развитии процессов осадконакопления за новейшее время и следую-

<sup>10</sup> По-видимому, в осевой зоне величина денудационного среза достигает 4—5 км.

шие типы рельефа, соответствовавшие упомянутым выше толщам<sup>11</sup>: майкоп — размыв осадочных пород палеогена верхней части свода, глинистый состав коррелятных отложений в областях седиментации, низкорельефный рельеф в своде; тортон — нижний и средний сармат — размыв более уплотненных пород низов палеогена — верхов мела, вынос к подножиям гравийно-песчано-глинистых отложений, преобладание низкого среднегорья в областях денудации; верхний сармат — мэотис — понт (аджиноурское время) — размыв метаморфизованных нижнемеловых и верхнеюрских толщ, вынос к подножиям песчано-галечного и глинисто-песчано-галечного материала, среднегорный рельеф в своде; средний плиоцен (продуктивный век) — размыв флиша мела — юры и сланцев лейаса, вынос к подножиям гравийно-галечного и мелковалунного материала с большим количеством глинистых компонентов (состав пород лейаса!), рельеф высокого среднегорья местами, возможно, с переходом в высокогорье; акчагыл — нижний и средний апшерон — размыв пород лейаса, местами также вулканогенных пород, вынос из гор песчано-галечно-валунного материала с большим количеством глинистых компонентов, высокогорный рельеф в своде; верхний апшерон — четвертичный период — интенсивный размыв кристаллического ядра и всех других пород, вынос галечно-валунно-глыбового материала к подножиям, подлинно высокогорный рельеф в осевой зоне.

Как показывают отложения, переходы между всеми этапами постепенные. Границы между толщами во внутренних частях впадин расплывчатые, у подножия гор более ясные и вполне четкие при перерывах в накоплении. Должен пройти некоторый промежуток времени, чтобы новое проявилось и стало главным (известный закон прерывисто-непрерывного развития). Поэтому вполне заметные изменения в развитии орогена видны лишь при сопоставлении отдаленных отрезков времени, а самым разительным доказательством направленного развития Большого Кавказа служит сравнение апшеронских и четвертичных отложений с майкопскими.

Можно сослаться на работу Н. А. Лебедевой и Н. Е. Митина (1962), свидетельствующую о том, что отложениями Восточно-Кубанского краевого прогиба весьма отчетливо зафиксирована ритмичность в развитии западной части Большекавказского орогена.

В молодых толщах, выполняющих прогиб, авторы различают четыре обособленных размывом комплекса отложений. Каждый из них начинается серией грубообломочных отложений и заканчивается тонкозернистыми осадками, отражая таким образом фазы тектонических движений с характерными для них особенностями тектонического режима. Выделенным комплексам отложений соответствуют следующие отрезки времени: 1 — вторая половина среднего сармата — мэотис — понт (третий этап нашей схемы), 2 — средний плиоцен (четвертый этап нашей схемы), 3 — верхний плиоцен (пятый этап нашей схемы), 4 — четвертичный период (примерно шестой этап нашей схемы).

Почти точное совпадение предлагаемой авторами периодизации альпийской орогенической эпохи с нашей в известной степени может быть принято за доказательство объективности подмеченных закономерностей. Значительным отличием является лишь то, что последний этап альпийского орогенеза в нашей схеме начинается несколько раньше, с верхов апшерона.

---

<sup>11</sup> При краткой характеристике этапов развития орогена указывается самое типичное, преобладающее, что отличает их друг от друга.

В схеме Е. Е. Милановского граница между двумя последними фазами проведена тоже между апшероном и четвертичным периодом, что говорит не в пользу нашей точки зрения. Но резкое устойчивое похолодание в верхах апшерона побуждает нас остаться на своих позициях и объединить верхи апшерона по условиям проявления тектонических движений с четвертичным периодом.

Направленность и ритмичность альпийского горообразования нашли отражение в направленности и ритмичности развития природы Кавказа

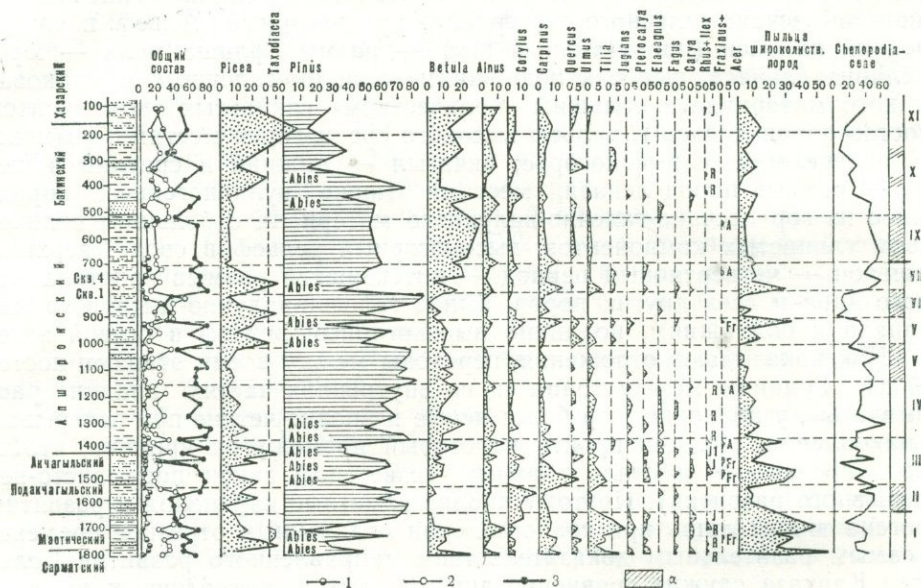


Рис. 1.

Спорово-пыльцевая диаграмма Александрийской опорной скважины и крелиусной скважины 4 (из работы И. В. Масловой, 1960):

1 — споры; 2 — пыльца древесных пород; 3 — пыльца трав; а — эпохи похолодания

в целом. Об этом свидетельствует развитие такого чуткого ко всем природным изменениям компонента, как растительность. Наибольший интерес в этом отношении представляют результаты палинологических исследований отложений Александрийской опорной скважины и крелиусной скважины 4 (район гор. Кизляр), общей мощностью 1700 м (с глубин от 100 до 1800 м). Полученная спорово-пыльцевая диаграмма (Маслова, 1960) дает представление о развитии растительности в окрестностях Терского краевого прогиба за очень длительный срок<sup>12</sup> от низов мэотиса (возможно, с переходных слоев от сармата к мэотису) до начала хазара включительно (рис. 1). К сожалению, в нижней части разреза имеется перерыв в накоплении отложений, отсутствует весь средний плиоцен (продуктивный век) и, возможно, весь либо частично нижний плиоцен (понт), но верхняя часть разреза представлена полно (от начала ачкагыла до начала хазара). Направленность развития растительности восточной половины Предкавказья и Северного Кавказа

<sup>12</sup> Недостатком палинологических анализов Александрийской скважины являются, к сожалению, слишком большие интервалы, допущенные при отборе образцов.

проявляется в обеднении видового состава лесов, в которых происходит вначале сокращение, а затем полное исчезновение наиболее термофильных древесных пород: таксодиума<sup>13</sup>, птерокарии, гикарии, ореха.

В этом направленном развитии выделяются две резкие границы, первая из которых проходит под акчагылом, вторая — в верхах апшерона (отмечены на спорово-пыльцевой диаграмме сплошными линиями). Они совпадают с границами, разделяющими: первая — четвертый и пятый этапы, вторая — пятый и шестой этапы альпийского горообразования, что еще раз подтверждает правильность их выделения. Начиная с низов акчагыла наиболее термофильные древесные породы перестают быть постоянно и устойчиво присутствующими, а становятся скорее спорадически распространенными и в значительно меньших количествах, чем раньше. Начиная с верхов апшерона наиболее термофильные широколиственные древесные породы вообще исчезают, появляясь единичными представителями в низах бакинского яруса.

Ясно выраженное направленное развитие растительности и, следовательно, всей природы в целом происходило, однако, в виде хорошо улавливаемых ритмических изменений, сквозь которые шло нарастающее похолодание. Холодные эпохи отмечены на рис. 1 справа от диаграммы заштрихованными участками столбца; на нем указаны номера выделенных автором стадий в развитии растительного покрова.

Первое весьма сильное похолодание отмечается в низах акчагыла (в подакчагыльской толще). Следующие три похолодания относятся к апшерону, причем последнее из них, более сильное и длительное, — к самым верхам апшерона, когда наблюдался устойчивый максимум ели, березы, устойчивый минимум широколиственных и полное исчезновение наиболее термофильных из них.

Здесь и нужно проводить границу между пятым и шестым этапом горообразования. Появление в низах бакинского времени незначительного количества теплолюбивых широколиственных видов означало кратковременное потепление, не получившее прежних размеров.

Большое горное оледенение в верхах апшерона кажется по палинологическим данным вполне вероятным, чему не противоречат и геолого-геоморфологические признаки (отложения Кусарской наклонной равнины). Результаты палинологических анализов не противоречат также возможности неоднократного распространения горного оледенения в более ранние эпохи апшерона и акчагыла.

Похолодание низов акчагыла было весьма сильным, так как вызвало резкое сокращение термофильных видов древесных пород. Достаточно ясно проявились и два последующих похолодания в низу и в середине апшерона.

Сопоставляя результаты палеоботанических исследований с геоморфологическими данными, мы убеждаемся в правильности вывода о том, что направленность и ритмичность альпийского горообразования отражались в развитии растительности и климата и становились, таким образом, главными закономерностями преобразования всей природы изучаемой территории.

---

<sup>13</sup> Таксодиум выпадает раньше других на переходе к акчагылу.

## НИВАЛЬНО-ГЛЯЦИАЛЬНЫЙ РЕЖИМ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ЗОН

Главными особенностями строения Большекавказского мегаантиклинория являются: 1) его линейное простираие и вытянутость в субширотном направлении (с запада-северо-запада на восток-юго-восток на 1300 км при ширине 100—200 км); 2) четкая выраженность осевого поднятия, орографически приуроченного к Главному, или Водораздельному и Боковому хребтам и 3) резкая асимметрия крыльев, обусловившая формирование в основном полого растянутого северного и короткого крутого южного склонов.

В структурах Большого Кавказа отражена многоцикличная история развития территории за 1—1,5 млрд. лет, в течение которых он пережил более трех геотектонических эпох<sup>1</sup>, последовательно усложнявших его геологическое, тектоническое и геоморфологическое строение. В современном мегаантиклинории сохраняется немало черт, унаследованных им от предыдущих эпох развития (больше всего от геосинклинальных этапов развития альпийской эпохи), но вместе с тем много нового, созданного альпийским орогенезом.

Примером перестройки альпийских структур в ходе их развития может служить глубокое погружение восточного продолжения горстантиклинория Большого Кавказа на участке Осетинской впадины, сформировавшейся в новейшее время параллельно с воздыманием срединной зоны Центрального Кавказа. Образовавшийся при этом так называемый «Терский клин» внедрился с севера в структуру мегаантиклинория и вместе с просевшей полосой Терско-Арагвинского поперечного разлома разделил Большой Кавказ на две расширенные части: Центральнокавказскую и Дагестанскую. С другой стороны, сформировавшееся Транскавказское поперечное поднятие обусловило большую высоту хребтов Центрального Кавказа и разделило краевой и межгорный прогибы на две пары разобщенных прогибов (Кубанский и Терско-Каспийский, Рионский и Куринский). Дагестанское расширение гор, по-видимому, соответствует второму Транскавказскому поднятию, которое прослеживается от низовий Сулака к среднему течению р. Куры (к Аджинаурской складчатой области). Если оно не резко выражено в высотах Главного и Бокового хребтов, то это результат распространения здесь податливых к денудации пород лейаса.

<sup>1</sup> Е. Е. Милановский (1968) в развитии Кавказа выделяет три геотектонические эпохи: догерцинскую, охватывающую, по-видимому, несколько циклов, герцинскую и альпийскую.

Е. Е. Милановский (1968) говорит о том, что господствовавшая ранее (включая майкопский век) типичная субширотная зональность структур Кавказа начала затем подвергаться перестройке на субмеридиональную в результате роста поперечного Транскавказского поднятия и, можно добавить, также других поперечных структур.

Однако, несмотря на усиливающиеся со временем признаки субмеридиональной зональности в структуре Большого Кавказа, а также несмотря на периклинальные погружения краевых частей мегаантиклинория и на ряд глубоких поперечных разломов со значительными смещениями по ним, все же субширотная или продольная зональность тектонического строения остается до сих пор главной. Поперечная субмеридиональная зональность ее усложняет, не нарушая. Поэтому и рельеф Большого Кавказа обнаруживает достаточно ясно выраженную продольную зональность, осложненную поперечной.

В пределах мегаантиклинория (включая его подножия) по режиму новейших тектонических движений, по характеру геологического строения и особенностям рельефа можно выделить семь геоморфологических, или тектонико-геоморфологических зон: осевую, три зоны северного и три зоны южного склонов (рис. 2).

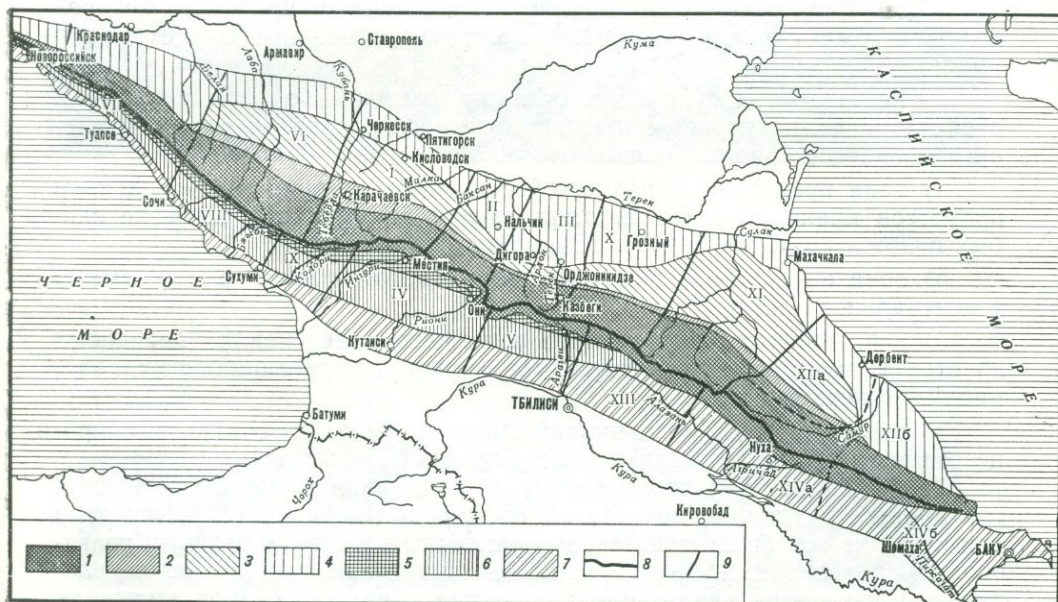


Рис. 2.

Картограмма геоморфологических зон и районов древнего оледенения:

1 — осевая зона высокогорий; 2 — зона юрской депрессии северного склона; 3 — зона куэст северного склона; 4 — зона предгорий и подножий северного склона; 5 — зона высокогорных депрессий южного склона; 6 — зона передовых хребтов южного склона; 7 — зона предгорий и подножий южного склона; 8 — главный водораздел; 9 — границы между зонами и районами.

Районы древнего оледенения

Центрального Кавказа: I. Приэльбрусский, II. Черек-Урухский, III. Приказбекский, IV. Ингури-Рионский, V. Лиахви-Арагвинский; Западного Кавказа: VI. Зеленчук-Белореченский, VII. Северо-Западный окраинный, VIII. Причерноморский, IX. Кодорский; Восточного Кавказа: X. Аргунский, XI. Дагестанский, XII. Прикаспийский, XIII. Иори-Верхнеалазанский, XIV. Надкуринский

Каждая тектонико-геоморфологическая зона отличается от остальных большим или меньшим своеобразием развития на протяжении всего времени формирования слагающих ее толщ и своеобразием проявления новейших тектонических движений при становлении современной горной системы. Местные различия эндогенных процессов передавались экзогенным процессам и запечатлевались в крупных и мелких формах земной поверхности — в морфоструктуре и в морфоскульптуре гор.

В горах тектонические движения играют ведущую роль в формировании не только рельефа, но и всех других компонентов природы, поэтому тектонико-геоморфологические зоны различаются по всем природным показателям и, что для нас важно отметить, по особенностям проявления древнего оледенения. Таким образом, тектонико-геоморфологические зоны являются вместе с тем и зонами различного нивально-гляциального режима.

Характеристику и названия зон мы даем, в основном, учитывая деятельность позднеплейстоценового оледенения, следы которого сохранились несравнимо лучше, чем более далеких ледниковых эпох:

1) осевая зона типичного высокогорья в сильно метаморфизованных и дислоцированных породах, зона мощного горного оледенения и высокой активности процессов нивально-гляциального комплекса;

2) зона юрской депрессии северного склона, в пределах которой доминировали окраинные ледниковые, перигляциальные и флювиогляциальные процессы;

3) зона куэст и сундучных складок северного склона с широким распространением перигляциальных процессов и локальным проявлением преимущественно небольших очагов оледенения;

4) зона предгорий и подножий северного склона с господством процессов планации и флювиогляциальной аккумуляции на фоне слабых положительных и слабых отрицательных движений;

5) зона высокогорных депрессий южного склона с ледоемами в центральной части;

6) зона значительных центров активного оледенения передовых хребтов южного склона с широким развитием перигляциальных явлений — по периферии;

7) зона предгорий и подножий южного склона с господством процессов планации и флювиальной аккумуляции.

Таким образом, условия развития оледенения и сопровождающих его процессов гляциально-нивнового и перигляциального комплексов в каждой из зон были существенно различными и зоны по-разному реагировали на колебания климата. Если в осевой зоне небольшое похолодание и некоторое увеличение количества твердых осадков вызывали заметные изменения длины ледников и интенсивности лавинной деятельности, то в соседних среднегорных зонах небольшие изменения климата ощущались и отражались в рельефообразующих процессах слабее, а на предгорной равнине были просто незаметны. Тектонико-геоморфологические зоны Большекавказского мегаантиклинория — это вместе с тем зоны различной интенсивности и различных форм проявления процессов ледникового времени. Различия и описывая их по хорошо сохранившимся следам позднеплейстоценового оледенения, мы, однако, считаем, что и в другие ледниковые эпохи зоны сохраняли своеобразие, но оно проявлялось несколько иначе. К сожалению, судить о том, как протекали процессы в каждой из зон в более отдаленные эпохи, трудно из-за недостатка сведений.

## 1. Осевая зона

Осевая зона охватывает наиболее приподнятую часть мегаантиклинория, его стержневые хребты: Главный, или Водораздельный, и Боковой (называемый в западной части Передовым), разделенные глубокой депрессией. Ширина зоны колеблется в пределах от 20 до 50 км (в Восточном Кавказе за счет широкой Бежетинской депрессии достигает 60—70 км), следовательно, она в 4—5 раз уже всей горной системы в целом и во столько же раз меньше ее по площади. Абсолютные высоты вершин колеблются от 3100—3200 до 4000—5000 м, в нескольких случаях превышают 5000 м (Центральный Кавказ), относительные высоты — от 1500 до 2500 м (рис. 3).

И Главный и Боковой хребты, как и разделяющая их глубокая депрессия, имеют в общих чертах типичное для всей зоны субширотное простираение, но отдельные участки хребтов часто нарушают его, откля-

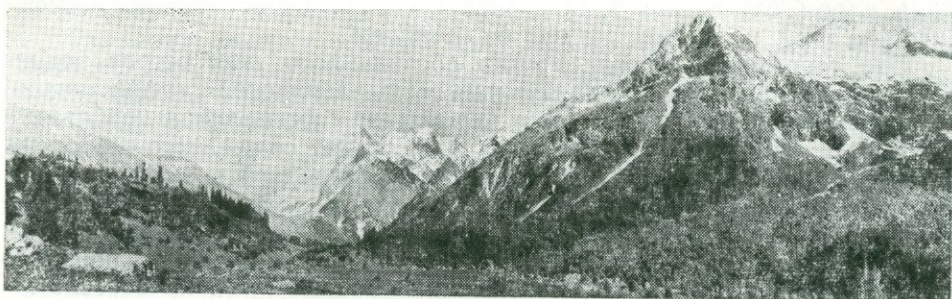


Рис. 3.

Долина р. Домбай-Ульген. Продольный грабен-трог, разделяющий Главный и Боковой хребты



Рис. 4.

Платообразные междуречья юрской депрессии в верховьях Малки. На переднем плане — первый молодой лавовый поток, на заднем плане справа — уступ куэсты Скалистого хребта

няясь то в одну, то в другую сторону. При этом хребты ветвятся: от главных водораздельных вершин отходят отроги к северу и югу, образуются горные узлы. В плане гребневые линии хребтов имеют вид ломаных линий.

Зажатая между хребтами срединная депрессия разделена невысокими перемычками (отрогами хребтов) на изолированные участки, где располагаются верховья рек северного склона. Несколько меняя направ-

ление и ширину, продольная депрессия осевой зоны во многих местах морфологически выражена грабен-трогами или принимает вид удлиненных в субширотном направлении овалов (Зарамагская, Верхнетерская депрессии), а наибольшую ширину имеет в Восточном Кавказе (Бежетино-Самурский прогиб). Подходящие к депрессии с севера долины разрезают Боковой хребет на разобщенные участки — горные массивы. В местах пересечения главными долинами Бокового хребта наблюдается, как правило, наибольшая глубина расчленения с относительно высокими высотами до 2000 м и более (массивы Адайхох, Тепли и др.).

Осевая зона по всем показателям очень сильно отличается от остальных частей горной системы. Ей присущи типично высокогорный рельеф, абсолютная и относительная древность геологического строения, очень большая интенсивность новейших тектонических движений и высокая активность всех экзогенных процессов, в их числе процессов нивально-гляциального комплекса. В ледниковые эпохи эта зона служила ядром оледенения всей горной системы. Ее обрамляли периферические зоны, находившиеся под ее влиянием.

Эта территория прежде других обозначилась как остров поднятия<sup>2</sup> в пределах претерпевавшей инверсию альпийской геосинклинали. Подготавливавшийся в палеогене переход от геосинклинальной стадии развития к орогенной привел к тому, что начиная со среднего олигоцена положительные движения стали основной тенденцией поднимающегося свода и в первую очередь его осевой полосы. Лишь юго-восточная и северо-западная окраины, являющиеся периклинальными частями Большого Кавказа, продолжали испытывать трансгрессии и покрывались временами молодыми отложениями (сарматскими на востоке).

Е. Е. Милановский (1968) дает амплитуду поднятия для наиболее высоких хребтов с верхнего миоцена (за позднеорогенный этап) до 4—5 км. Эта цифра несколько преуменьшена, так как автор не принимает во внимание величину сноса и все же она достаточно велика, чтобы показать, насколько интенсивны здесь тектонические движения. Еще яснее это становится, если учесть и величину денудационного среза на междуречных пространствах, которую В. А. Растворова (1963 и устное сообщение 1971 г.) за все новейшее время определяет цифрой более 2—3 км.

Осевая зона — это полоса очень активной и очень длительной денудации, благодаря чему на поверхность выведено кристаллическое ядро мегаантиклинория, испытывавшее орогенез нескольких циклов, прорванное разновозрастными интрузиями и отражающее сложность длительного развития Большого Кавказа.

Кристаллическое ядро нижнепалеозойских и докембрийских пород с примыкающими местами породами герцинского комплекса обнажено на протяжении всего Центрального и восточной половины Западного Кавказа. Оно обрамлено сильно дислоцированными и метаморфизованными (до аспидных сланцев) породами лейаса, которые, сочетаясь с породами верхнеюрского — мелового флиша, слагают осевую зону в пределах Восточного и Северо-Западного Кавказа.

Как петрография, так и условия залегания пород, свидетельствуют о большой подвижности всей осевой полосы, ослабевающей лишь к западу, особенно в пределах Северо-Западного Кавказа.

---

<sup>2</sup> Уже в мезозое на месте осевой зоны существовала кордильера островов и шла их денудация.

О том же говорит и разрывная тектоника, разбивающая породы системами трещин различных направлений. Большое количество разломов — продольных, поперечных и диагональных, среди них глубинных и длительно существующих, омоложенных и новейших — является характернейшей особенностью осевой зоны. Они образуют ее границы (Главный надвиг южного склона, Сиазанский разлом и др.) и границы структур более мелких порядков. Укоренившийся за последние годы термин «блоково-глыбовые структуры» вполне отражает ту большую роль разрывной тектоники и дифференцированных движений, которая присуща осевой зоне. И, наконец, доказательством того, что эта большая интенсивность новейших тектонических движений сохраняется до последнего времени, служит молодая вулканическая деятельность, как интрузивная (неинтрузии возрастом от 1,5 до 4 млн. лет), так и эффузивная (лавы от самых молодых голоценовых до верхнеплиоценовых), а также высокая сейсмичность.

Для осевой зоны характерна общая запрокинутость масс к югу и большая крутизна южного склона Водораздельного хребта, который по Главному надвигу обрывается к приразломным высокогорным депрессиям. В пределах более пологого северного склона, наоборот, снижение высоты гор и изменение тектонического режима происходит не так резко, и на переходе к юрской депрессии выделяется переходная подзона с абсолютной высотой вершин до 3100—3300 м. Высота гор северного склона снижается несколькими ступенями по разломам с дифференцированными движениями и амплитудой смещения в каждой ступени около 300 м.

В периклинальных погружениях осевой зоны тектонический режим изменяется тоже неодинаково. В западно-северо-западном направлении высоты гор растянуто на большое расстояние и происходит непрерывно-прерывисто по сквозным поперечным разломам со смещениями того же порядка (на 300—400 м в каждой ступени).

В сторону Каспия осевая зона сохраняет высокие вершины почти до самого юго-восточного окончания, где резкими почти километровыми ступенями (Шахдагской, Бабадагской и Дибрарской) обрывается к Кусарской наклонной равнине, Апшеронскому полуострову и Нижнекуринской межгорной впадине.

Осевая зона отличается также высокой интенсивностью всех экзогенных процессов, в том числе нивально-гляциального и перигляциального комплексов. Это запечатлено в преимущественно зубчатой гребневой линии хребтов, в изъеденных карами скалистых склонах крутизной от 40—45 до 80—90°, скульптура которых подчинена системам трещин, пронизывающих породы в различных направлениях. На крутых, нередко отвесных склонах трещины иногда служат единственными упорами, на которых задерживается снег, образуя ледники крестообразной или другой необычной формы.

В центральной части высокогорная область Большого Кавказа характеризуется в настоящее время господством молодого рельефа, который энергично развивается и быстро изменяется под влиянием активной деятельности гравитационных, мерзлотных, нивальных, гляциальных и водно-эрозионных процессов. На отдельных участках изменение рельефа происходило, фигурально выражаясь, на глазах человека, т. е. в течение последних сотен и тысяч лет. Имеются примеры формирования глубоких ущелий у края отступающих ледников за короткое время 1—2 тысячелетий (ущелье р. Гарабаши), примеры быстрого отступления склонов хребтов (правый склон долины Донгуз-Орун у подножия вер-

шины того же названия) и быстрого образования лавинных форм рельефа по тектоническим трещинам.

Снижаясь в северном, западном, отчасти восточном направлениях, хребты осевой зоны начинают утрачивать высокогорный облик по мере того, как убывает интенсивность рельефообразующих процессов. В пределах Северо-Западного Кавказа рельеф осевой зоны становится в конце концов низкорным.

Доказательством того, что на склонах вершин высокогорья процессы разрушения протекают очень энергично, служит молодость отрицательных форм, расчленяющих гребни (Щербакова, 1958). Высвобождающийся при их образовании обломочный материал концентрируется на дне главных долин в устьях притоков и лавинных желобов. Нередко эти пролювиально-лавинные и флювиогляциально-пролювиальные конусы вмещают главную массу грубообломочного материала, перешедшего в рыхлое состояние при образовании мелких отрицательных форм рельефа. Благодаря корреляции конусов с низкими террасами долин удалось установить некоторую закономерность расчленения высокогорных гребней осевой зоны, а именно, что их современное густое и дробное расчленение, сопровождающееся образованием мелкокалистой скульптуры, началось сравнительно недавно и быстро нарастало во времени. Количество мелких долин и лавинных желобов продолжает увеличиваться и вновь образующиеся устьевые конусы сочленяются со все более низкими террасами.

Кары, снегосборные воронки, долины мелких ручьев и лавинные желоба начали формироваться прежде всего на водоразделах ниже 3100—3200 м и на склонах южной экспозиции. В таких местах склоны расчленены короткими долинами, которые, однако, достаточно хорошо разработаны и имеют V-образный поперечный профиль. В устьях этих долин, назовем условно старшего поколения, располагаются сложно построенные многоступенчатые конусы высотой до 50—70 м и больше. В них насчитывается до 4—5 врезанных друг в друга конусов.

Более высокие хребты (3300—3500 м) и склоны долин северной экспозиции несут значительно менее зрелые формы расчленения. Глубина их вреза в коренные породы невелика, а морфологически они представляют собой переходные образования между лавинным желобом и небольшой эрозионной долиной. Вверху они очень часто заканчиваются неглубокими разрушающимися карами, а их устьевые конусы высотой до 24—32 м имеют пролювиально-лавинный генезис и не более 2—3 ступеней.

Наконец, склоны выше 3600—3800 м расчленены главным образом лавинными желобами, которые слабо врезаны в коренные породы, не разработаны и подчинены структуре пород, чаще всего трещинной тектонике. На этих участках коренные породы несут следы оглаживания льдом и другие признаки недавнего пребывания фирново-ледяного покрова. Устьевые конусы сложены морено-подобным материалом, продолжающим активно накапливаться. По времени образования они синхронны самым молодым террасам главных долин высотой от 2—4 до 8—12 м и особенно широко распространены по дну трогов близ верхней границы леса и выше лесного пояса.

Как ни интенсивно идет современное расчленение склонов хребтов и долин, но оно не успело уничтожить следов и форм, оставленных предыдущими этапами развития. Во многих местах на склонах, вершинах и у их подножий можно видеть нерасчлененные участки, по которым восстанавливаются формы распространенных прежде выположенных гор.

Если отвлечься от молодых отрицательных форм рельефа, обусловивших современное густое и глубокое расчленение, то высокие водораздельные хребты приобретают иной вид: волнистую гребневую линию, округлые спокойные контуры вершин, выположенные склоны. Пики и скалистые выступы были тогда нехарактерны для высокогорного рельефа, скорее являлись исключением.

Решить вопрос о том, когда рельеф осевой зоны (его верхний ярус) был выположенным, помогают два обстоятельства. Во-первых, вполне очевидная молодость мелких долин и лавинных желобов, расчленяющих хребты и придающих им современную морфологию. Во-вторых, тот факт, что выположенность высокогорного рельефа яснее сохранилась вблизи современных центров оледенения, что пологие нерасчлененные участки склонов прослеживаются до фирново-ледяных полей, уходят под них и несут следы ледняковой обработки — оглаживание, штриховку (Щербакова, 1968).

Таким образом, выположенность верхнего яруса высокогорья воспринимается нами как результат воздействия фирново-ледяных полей на подстилающие коренные породы. Если этот выположенный рельеф и может рассматриваться как реликт, то реликт совсем молодой, а именно последней ледниковой эпохи и стадий ее сокращения.

Следы выполаживания процессами нивально-гляциального комплекса прослеживаются по всей осевой зоне, не считая Северо-Западного Кавказа, где выполаживание осуществлялось перигляциальными процессами. Поэтому можно считать, что в максимум последней ледниковой эпохи толщи фирна-льда облекали склоны хребтов осевой зоны выше 2500 м, имея мощность не менее 50—100 м (по аналогии с современными сплошными фирново-ледяными полями Эльбруса). Оледенение было облекающим. Региональная снеговая граница на северном склоне Центрального Кавказа спускалась до 2400—2500 м (Щербакова, 1969).

О столь же больших размерах оледенения осевой зоны свидетельствует морфология долин — их значительная ширина и спрямленность. Поперечный профиль долин — корытообразный, участками видоизмененный аккумуляцией до ящикообразного; продольный профиль волнисто-ступенчатый, с многочисленными ригелями, типичный для трогов (Щербакова, 1959).

Все крупные долины высокогорья (главные долины и боковые долины первого, частично второго порядка) не имеют кулисообразных выступов склонов, превращающих водно-эрозионные долины в закрытые. Долины Большого Кавказа чаще всего проходимы на всем протяжении за исключением тех участков, где дно трогов имело высокие выступы, прорезанные впоследствии глубокими эрозионными ущельями.

Существование широких открытых долин было бы для высокогорья загадкой, если не связывать их образование с экзарационной деятельностью мощных и активных долинных ледников. Ошибочно думать, что ледники только обрабатывали, но не перерабатывали существовавшие до них речные долины. Более того ледники продолжали формировать долинную сеть очень активно при участии разрывной тектоники. Спрямленные широкие долины высокогорья можно называть грабен-трогами (более подробно об этом сказано в главе V).

Дробное глубокое расчленение высокогорий началось в позднеледниковое время при сокращении позднеплейстоценового оледенения, когда склоны гор стали освобождаться от фирна-льда и, оголяясь, подверглись выборочному морозному и нивальному выветриванию, а также воздействию линейной эрозии.

Расчленение началось от сниженных окраин осевой зоны со склонов южной экспозиции, оттуда распространялось в глубь высокогорий, вверх по долинам до подножий высочайших вершин, захватывая с некоторым опозданием и склоны северной экспозиции. В морфологии и отложениях осевой зоны запечатлен этот переходный этап развития рельефа гор от гляциального к эрозионному, когда сокращалась рельефообразующая роль льда и усиливалась роль воды, вначале талой, затем дождевой. Так создавалась современная морфология осевой зоны, существенно отличная от морфологии ледникового времени.

Процессы перестройки рельефа протекают столь интенсивно, что многие исследователи неверно их истолковывают. Сохранившиеся следы корытообразных долин и пологосклонных вершин, созданных ледниками и фирново-ледяными полями позднеплейстоценового оледенения, они воспринимают как более древние элементы рельефа, в лучшем случае относят к среднему плейстоцену либо отодвигают еще дальше, до позднего плиоцена включительно.

По следам деятельности льда на междуречьях и в долинах (в областях аккумуляции и в областях абляции) можно выделить три этапа в развитии рельефа высокогорных хребтов.

Первый этап<sup>3</sup> заключался в формировании фирново-ледяными толщами в верхнем ярусе рельефа уплощенных пологосклонных вершин без резких скалистых выступов, а у подножия хребтов — сильно выровненных пьедесталов на уровне древней снеговой границы.

Имея большую площадь ледосбора, древовидные ледники обладали большой силой выпахивания и переноса обломочного материала. Они формировали широкие спрямленные долины, типичные для всего высокогорья. Эффект деятельности ледников возрастал благодаря повсеместному распространению разрывной тектоники.

Второй этап был переходным. Он отчасти сохранил черты предыдущего и, наряду с этим, характеризовался нарастанием условий рельефообразования теплого времени, заключавшихся в глубоком дробном расчленении высокогорных гребней и склонов долин. Происходило утонение и дробление фирново-ледяных полей, из-под которых выступали оголявшиеся коренные породы. Склоны при этом разъедались выборочно нивальными и мерзлотными процессами, в связи с чем образовывались мелкие отрицательные формы рельефа — кары и цирки.

Новые условия рельефообразования возникли вначале на склонах низкого высокогорья (от 2800—3000 до 3200—3300 м), затем распространились на более высокие хребты (до 3600—3800 м) и, наконец, проникли к подножиям высочайших вершин Кавказа (до 4500—5000 м).

Третий этап характеризуется интенсивной деятельностью нивальных и мерзлотных процессов на большей площади склонов, освободившихся от покрова фирна. Нивальная зона получила спорадическое распространение. Она представлена разобщенными пятнами фирна-льда, которые сохранились в полых формах рельефа и питают каровые, всячье и небольшие долинные ледники. Расчленение хребтов цирками, карами, лавинными желобами, мелкими долинами сопровождается усиленным проявлением гравитационных процессов. Трещинная тектоника ярко отражается в скульптуре склонов и в форме вершин.

Несколько особое место среди остального высокогорного рельефа осевой зоны занимают вулканы, а среди них Эльбрус и Казбек, действовавшие до недавнего времени (голоценовые излияния). Они значительно меньше подверглись современному густому расчленению, но это

<sup>3</sup> Первый в том смысле, что следы более древних этапов уничтожены в высокогорье.

их своеобразии не опровергает, а скорее подтверждает сделанные выводы о прогрессирующем расчленении хребтов при утонении и дроблении фирнового покрова. Благодаря большой высоте Эльбрус и Казбек переживают сейчас то время, когда их фирново-ледяные покровы быстро оседают и на поверхности резче обозначаются скальные выступы ложа. Краевая часть вулканических нагорий, где фирново-ледяной покров исчез, уже захвачена глубоким расчленением, изедана цирками, трогами, ущельями.

Сокращение оледенения Эльбруса и Казбека идет от окраины в глубь вулканических массивов. При утонении фирново-ледяного покрова сначала усиливается по краям линейный отток льда, создаются цирки и трогообразные неглубокие долины, а затем при дальнейшем сокращении оледенения и отступания ледников талые воды прорезают в лавах и в подстилающих древних породах глубокие ущелья.

Меньшая расчлененность вулканических массивов обуславливается также тем, что повторявшиеся при сокращении оледенения вулканические излияния выравнивали рельеф, заполняя лавами и пирокластическим материалом отрицательные формы. Лавы устремлялись по широким трогообразным долинам, которые перед тем были выработаны языками льда. С другой стороны, наличие лав, легко поддающихся растрескиванию, весьма облегчает процесс разрушения пород, освобождающихся от фирна. Быстрое обрушивание и расчленение краевых частей вулканических массивов привело к образованию в верховьях долин очень высоких отвесных стенок (верховья долин Хотютау, Кюкюртлю, Битюктюбе, Большой Азау и др.).

Таким образом, оледенение во всем разнообразии его проявлений сыграло большую роль в создании современного ярусного и одновременно контрастного рельефа высокогорий. Осевая зона, за исключением ее сниженных периклинальных окраин, была областью облегающего горного оледенения, определившего размеры оледенения Большого Кавказа в целом.

Одним из следствий большой активности фирново-ледяных полей и долинных ледников осевой зоны было то, что в ее пределах многостадийность ледниковых эпох ощущалась достаточно сильно и получила в рельефе соответствующее отражение. Однако столь же большая активность разрывной тектоники и экзогенных процессов многое успела видоизменить и уничтожить, не нарушив или слабо нарушив лишь следы молодых стадий. Описание следов древнего оледенения (эпох и стадий), оставленных по долинам северного и южного склонов Большого Кавказа, дано в III главе.

## 2. Юрская депрессия северного склона

Аструктурное высокогорье, снижаясь в северном направлении и утрачивая морфологические признаки особо интенсивного расчленения, сменяется по более или менее четкой границе структурным среднегорьем, господствующим в пределах всей остальной части северного склона. Так называемая юрская депрессия примыкает непосредственно к высокогорью, к северным отрогам Бокового хребта и отделяет их в Центральном и Западном Кавказе от главной куэсты северного склона, называемой Скалистым хребтом. В Восточном Кавказе юрская депрессия отделяет высокогорный аструктурный рельеф, выработанный в сланцах лейаса, от структурного рельефа Известкового Дагестана.

В рельефе северного склона юрская депрессия выражена ясно. Это пониженная полоса уплощенных междуречий, обрывающихся крутыми склонами к главным долинам рек северного склона, разрезающим их на участки. Депрессия вытянута в главном для Большого Кавказа субширотном направлении. Ее ширина изменяется от десятков до нескольких километров. Наибольшую ширину около 30 км депрессия имеет к северу от Эльбруса (рис. 4), на пересечении Транскавказского поперечного поднятия, там, где наибольшую ширину имеет Лабино-Малкинская моноклираль. В этой части депрессия производит впечатление обширной самостоятельной морфоструктуры, тогда как на суженных участках шириной не более 3—5 км она скорее напоминает древнюю долину, каковой, возможно, и является в местах, использованных прежде реками (Великовская, 1958).

Абсолютные высоты уплощенных междуречий в пределах Центрального Кавказа достигают 2000—2300 м, в Восточном Кавказе — 1500—1800 м и лишь в Западном снижаются до 1000—500 м.

Четкость границы между аструктурным высокогорьем и структурным рельефом северного склона обусловлена изменением геологического строения и условий залегания пород, но переход высокогорья в среднегорье в большей степени вызван замедлением темпа поднятий. Если судить по высоте гор, снижающихся в пределах юрской депрессии почти вдвое по сравнению с высотой вершин осевой зоны, то в грубом приближении можно считать, что интенсивность новейших тектонических движений в депрессии в 1,5—2 раза меньше, чем в хребтах высокогорий.

Изменение геологического строения связано с условиями развития северного склона в прошлые геотектонические циклы и в первую очередь в альпийское время. На этом месте заложилась и продолжала долго существовать геосинклиналь эпиплатформенного типа, испытывавшая медленное прогибание и накопление осадков вначале терригенного (глинистые сланцы, песчаники, гравелиты нижней и средней юры), затем преимущественно органогенного состава (известняки, мергеля, доломиты верхней юры — мела — палеогена). Эта геосинклиналь была отделена, как принято считать, от энергично прогибавшейся эвгеосинклинали южного склона кордильерой осевой зоны и отличалась фациальным составом осадков, прежде всего отсутствием флиша.

При начавшемся формировании горной системы эпиплатформенный режим геосинклинали северного склона отразился в создаваемых структурах. Породы юры, мела, палеогена залегают в основном более или менее спокойно, обнаруживая общее моноклиальное падение к северу в западной части под углом в 7—12°, в восточной — до 30—40°, изредка до 60—70°.

Внутренние пространства юрской депрессии сложены с поверхности терригенными породами нижней и средней юры. Более молодые, в основном органогенные породы, здесь уничтожены денудацией. Подтверждение тому, что прежде эта территория была тоже покрыта толщами верхней юры и мела, возможно, палеогена, мы находим в бассейне р. Чегем, где в пределах молодой тектонико-вулканогенной депрессии до сих пор сохранились пласты известняков мальма — мела на верху междуречий.

На протяжении всего Центрального и восточной части Западного Кавказа кристаллические породы осевой зоны (срединного поднятия Центрального Кавказа) контактируют с внутренними пространствами юрской депрессии по системам разломов, к которым приурочено изменение геологического строения, неотектонического режима и рельефа.

Дробно расчлененные и более высокие горы, сложенные сильно смятыми кристаллическими породами, резко обрываются и уступают место в два раза более низким уплощенным междуречьям, выработанным в песчаниках, глинистых сланцах и гравелитах лейаса и доггера. Осадочные породы в пределах Лабино-Малкинской моноклинали слабо нарушены и залегают в виде очень пологих складок, также к западу от нее, но к востоку близ Осетинской депрессии дислоцированы и метаморфизованы довольно сильно; в пределах среднеюрской депрессии Дагестана они смяты в простые складки.

В немногих местах граница между осевой и юрской зонами выражена менее четко из-за появления гранитных интрузий, а вместе с ними более расчлененного рельефа (Садонский район) или из-за присутствия в юрских породах пачек эффузивных пород (Западный Кавказ), выход которых на поверхность тоже создает расчлененный среднегорный рельеф вдоль южной окраины уплощенных междуречий.

Не очень резкая выраженность границы высокогорий с юрской депрессией в пределах Восточного Кавказа объясняется распространением в осевой зоне более податливых к денудации сланцев лейаса, тесно связанных с породами доггера, слагающими здесь поверхность юрской депрессии. Нарастание скорости новейших тектонических поднятий в сторону осевой зоны отражено в залегании пород лейаса, выходящих из-под пород доггера; падение пластов к югу становится более крутым.

Северная граница юрской депрессии на всем протяжении выражена в рельефе крутым южным склоном Скалистого хребта и его аналогами в Дагестане. Крутой склон куэсты поднимается над уплощенными междуречьями юрской депрессии на 200—400 м, изредка до 600 м. Сложен этот уступ известковыми породами верхней юры — нижнего мела, известняками титон-валанжина, надвинутыми по крутому надвигу с севера на глинистые породы средней юры, согласно с общим смещением масс в мегаантиклинории.

Внутренние пространства продольной юрской депрессии через большие или меньшие интервалы прорезаны поперечными долинами рек северного склона. Эти долины делят юрскую депрессию на обособленные участки, которые в типичных случаях при значительной ширине имеют вид платообразных междуречных возвышенностей с относительной высотой 800—1000 м.

Наследуя меньшую интенсивность движения от ранних этапов альпийской эпохи, депрессия сохранила эту черту тектоники в течении всего новейшего времени. В структуре мегаантиклинория ее можно рассматривать как структуру второго порядка. В периклинально погружающихся окраинных частях Большого Кавказа юрская депрессия не выражена.

Внутри депрессии намечаются структуры третьего порядка, имеющие форму слабо выраженных продольных волн. Если отвлечься от мелких форм рельефа, созданных экзогенными процессами, то в продольном профиле депрессии эти волны достаточно хорошо просматриваются: самые высокие точки платообразных междуречий располагаются на водоразделах между соседними бассейнами, а сниженные участки междуречий — вблизи главных поперечных долин. Это зависит не столько от различной силы денудации в придолинных и приводораздельных участках, сколько от различной скорости поднятия.

Являясь сквозной продольной структурой, юрская депрессия претерпевает с запада на восток заметные изменения и в тектоническом и в геоморфологическом отношениях. Эпиплатформенный режим в ней

проявился по-настоящему в западной половине, в той области, которая называется Лабино-Малкинской моноклиной. Это отражено в пологом залегании пород, в сильной выположенности междуречных пространств. Сужаясь к востоку, юрская депрессия частично, а иногда достаточно сильно утрачивает эти характерные признаки, приобретая большую дислоцированность слагающих пород и большую расчленен-

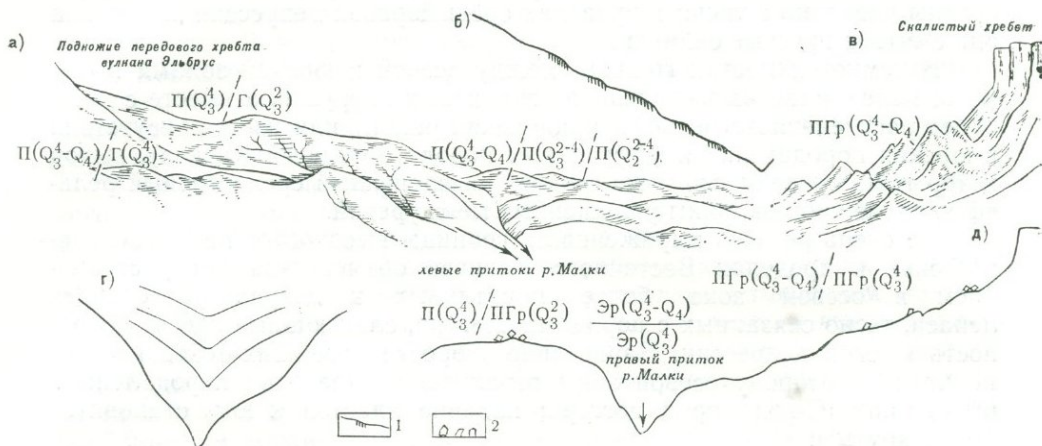


Рис. 5.

Схематические профили платообразных междуречий верховья Малки: а. Схематический рисунок подножия передового хребта Эльбруса со следами нивально-гляциального выположивания; б. Солифлюкционные террасы в склоне одной из долин; в. Схематический рисунок подножий крутого склона Скалистого хребта; г. Поперечные профили верховий ложбин; д. Поперечный профиль южного подножия Скалистого хребта и плато Куденейтйяла, отражающий отступление крутого склона куэсты к северу. 1 — солифлюкционные террасы, 2 — глыбы известняков, бронирующих куэсту, по расположению которых можно судить об отступании крутого склона. Буквенные обозначения и индексы к палеогеографическим профилям см. в легенде к рис. 43

ность рельефа. Продольная волнистость усиливается. На водоразделах между соседними бассейнами (Чегем — Черек Безенгийский; Урух — Ардон и др.) появляются низкие возвышенности с перевальными седловинами. В Дагестане поперечные низкогорные перемычки в юрской депрессии выражены еще сильнее, а придолинные расширения приобретают форму котловин, занятых террасами и большими конусами.

Интересный материал для объяснения генезиса рельефа юрской депрессии и роли оледенения в этом процессе дают Кубань-Малкинское междуречье с плато Бечасын в центральной части и соседнее с ним Тызыл-Малкинское междуречье с плато Куденейтйяла. Здесь юрская депрессия имеет наибольшую ширину и в среднем наибольшую высоту (2000—2300 м).

Платообразные междуречья имеют наверху выположенный рельеф, в котором сочетаются невысокие возвышенности (относительная высота обычно 50—100 м, редко до 200 м) и широкие ложбины с блюдцеобразным поперечным профилем (глубина 30—70 м). Поверхности заболочены, неглубокие ложбины местами теряются среди «мочагов» (рис. 5, а).

Рыхлые продукты выветривания покрывают платообразные междуречья сплошным чехлом, увеличивая мощность к подножию склонов и в ложбинах от 0,4—0,6 до 1,2—1,5 м. В зависимости от характера коренных пород рыхлые отложения представлены то щебнистыми су-

глинками, то гравелистыми песками и супесями. Появление относительно крутых участков склонов (до 28—36°) влечет за собой заметное укрупнение гранулометрического состава рыхлых отложений (встречены угловатые обломки песчаников до 30—40 см в поперечнике). На крутых склонах можно видеть также молодые рытвины и неглубокие несформировавшиеся овражки.

Пологие склоны (12—18°) возвышенностей и ложбин, постепенные переходы одних в другие без четких границ, а также характер отложений — все это свидетельствует о том, что в пределах междуречных пространств уже долгое время и до сих пор доминируют плоскостные процессы денудации при небольшой силе линейной эрозии. Происходит медленное плоскостное перемещение компонентов коры выветривания, чем и обусловлен выположенный рельеф этих пространств. Но плоскостная денудация может стать ведущим фактором рельефообразования лишь в том случае, если сток рассредоточен. Чтобы объяснить сущность формирования рельефа платообразных междуречий, нужно найти причину, заставлявшую сток длительное время оставаться рассредоточенным по всей площади водоразделов, включая вершины возвышенностей, их склоны и днища широких ложбин.

Вскрыть причину этого помогают наблюдения за современными рельефообразующими процессами. На платообразных междуречьях, на высотах 2000—2200 м нам неоднократно приходилось наблюдать в конце мая — первой половине июня сильные снегопады (1959, 1960 гг.), в результате которых междуречья покрывались снегом мощностью 8—10 см. Он удерживался около суток и при исчезновении на поверхности не возникали струи и ручьи, но насыщенность водой и без того влажных рыхлых продуктов выветривания заметно усиливалась. По-видимому, часть снега испарялась, чему способствовала континентальность климата междуречий, а талые воды, просачиваясь в грунт, участвовали в выветривании подстилающих пород и ускоряли плоскостное движение рыхлых продуктов по пологим склонам. На более крутых склонах оползание грунта становится очевидным благодаря появлению ступенчато расположенных небольших солифлюкционных террас (рис. 5,б). Энергичному течению этих процессов способствовала мерзлота, когда-то многолетняя, затем сезонная.

Итак, выпадение и сход снега на междуречьях вызывает и усиливает плоскостные процессы, а не линейную эрозию. Чем выше междуречья и чем ближе они к подножию Эльбруса, тем сильнее это теперь выражено, так как континентальность климата усиливается под влиянием холодных воздушных масс, стекающих от фирново-ледяных полей вулкана, более чем на 3000 м превышающего междуречья юрской депрессии. Можно думать, что соседство большого современного центра оледенения создает в этих местах в конце мая — начале июня обстановку, в слабой степени напоминающую ту, что господствовала здесь во время ледниковых эпох все теплое время года (июль — август).

Современные климатические условия у подножий Эльбруса в малой степени напоминают условия холодного времени. Среди выположенных пространств на северных склонах небольших возвышенностей еще и теперь можно видеть следы нивальных ниш с крутой задней стенкой и несколько вогнутым заболоченным дном. В них весной залеживается снег, а в недавнем прошлом могли сохраняться перелетывающие снежники. Следовательно, в холодные эпохи среди перигляциальных пространств были распространены и зародышевые формы оледенения — пятна фирна и льда, навешенные метелевым переносом. В верховьях ложбин, начинающихся с северных склонов возвышенностей высотой

2100—2300 м, лежали небольшие малоактивные леднички, оставившие мелкохолмистый рельеф. Это вполне соответствует тому низкому положению (2400—2500 м) региональной и особенно низкому положению орографической снеговой границы (1200—1300 м), которые характеризовали максимум похолодания в позднем плейстоцене (Щербакова, 1969).

Нам приходилось наблюдать на высоких междуречьях Малки в конце весны — начале лета также сильные дожди ливневого характера с градом. Они оказывали иное влияние на рельеф междуречий, вызывая образование ручьев и способствуя развитию эрозии. Но пока глубокое расчленение захватывает только окраины междуречных пространств. На рис. 5,г приведены поперечные профили ложбин, по которым можно проследить переход солифлюкционных ложбин в эрозионные по мере того, как они приближаются к долинам рек, прорезающим междуречья с интервалами в 10—30 км. Нижняя граница максимального распространения нивации и солифлюкции как ведущих факторов рельефообразования находится на абсолютной высоте 1400—1500 м (долина р. Ингушли).

Наши наблюдения дают право утверждать, что в развитии рельефа юрской депрессии ведущая роль до сих пор принадлежит плоскостным процессам, обусловленным рассредоточенностью стока. Последнее же определяется климатическими условиями и усиливается геологическим строением — распространением песчаных и глинистых толщ, залегающих под небольшими углами наклона.

Разрушение и снижение междуречий идет по всей их поверхности, и породы съедаются сверху. Если судить по твердому стоку рек (Габриелян, 1971), то снижение в год не может превышать десятые доли миллиметра, однако в сумме все же получается ощутимая величина, порядка 50 м за 100 тыс. лет. По-видимому, эта величина занижена, потому что в ледниковые эпохи твердый сток был во много раз больше современного. Если мы попытаемся рассчитать величину сноса с междуречий юрской впадины по геологическим данным, то получим, что за все время новейших тектонических движений (около 30 млн. лет) снесено не менее 3000 м<sup>4</sup>, или в среднем 0,1 мм в год. Для четвертичного периода средняя скорость денудации в год должна быть в несколько раз увеличена, если учесть направленность орогенического процесса, во-первых, и активизирующую роль холодных климатических условий, во-вторых.

Эффект нивального и морозного выветривания, а также солифлюкционного и нивально-делювиального плоскостного движения рыхлого чехла возрастал, как в связи с большей активностью самих процессов, так и в связи со слабой задернованностью междуречных пространств. Они были оголены подобно тому, как теперь оголены поверхности на высотах 3200—3800 м (например, лавовые покровы подножия Эльбруса), близ современной снеговой границы, где перигляциальные процессы продолжают действовать очень интенсивно.

Платообразные междуречья верховий Малки могут служить одним из классических примеров длительного развития плоскостных перигляциальных процессов в пределах структурного среднегорья. Здесь у северного подножия Эльбруса эти условия рельефообразования оставались долго господствующими благодаря континентальности климата и

---

<sup>4</sup> Общая мощность пород, перекрывавших породы нижней и средней юры в пределах Лабино-Малкинского междуречья.

не вполне потеряли свое значение даже теперь, хотя склоны задернованы.

Можно полагать, что не только во время позднеплейстоценового оледенения, но и прежде, при максимальном оледенении, платообразные широкие междуречья юрской депрессии верховьев Малки оставались ареной проявления перигляциальной плоскостной денудации, так как не покрывались на всем пространстве фирново-ледяным покровом.

Следы работы ледников позднего плейстоцена обнаруживаются вдоль окраин депрессии со стороны высокогорий и у подножия Скалистого хребта.

От осевой зоны активного горного леденения в юрскую депрессию, во многих случаях ее пересекая или заканчиваясь в ее пределах, выходили долинные ледники (следы которых будут рассмотрены в следующей главе при районном описании). Кроме того, непосредственно на междуречья со склонов передовых хребтов спускались широкие короткие лопастеобразные и небольшие долинные ледники, растекавшиеся у подножий. Их воздействие на подстилающую поверхность сочеталось с плоскостной денудацией комплексом перигляциальных процессов и не способствовало глубокому расчленению. У подножия передовых хребтов высокогорной зоны на переходе к юрской депрессии формировались участки экзарационного рельефа (рис. 5,а).

Вдоль подножий Скалистого хребта, обращенных к юрской депрессии, сохранились следы небольших малоактивных долинных ледников и своеобразных ледничков подножий или пассивных фирново-ледяных скоплений под крутым южным склоном куэсты. Морфология этого склона убеждает нас в том, что снег до сих пор играет значительную роль в формировании его рельефа, усиливая, в частности, деятельность гравитационных процессов, энергично разрушающих трещиноватые пласты известняков.

На высоких участках куэсты (2400—2500 м и более) снежный покров лежит не менее 4—5 месяцев в году.

Снег навевается к бровке крутого склона, нависая над обрывами в виде карнизов. Он обрушивается к подножию крутых стенок, увлекая с собой обломочный материал. Так образуются снежники подножий, а с внешней от них стороны скапливается несортированный обломочный материал, который залегают обычно в виде небольших продольных валов, изобилует глыбами массивных известняков и создает беспорядочно всхолмленный рельеф подножий куэсты (рис. 5,в).

Снежники-карнизы и снежники подножий весьма активно воздействуют на рельеф и породы в весенние месяцы (март—апрель) благодаря частым переходам температур через 0°С (день—ночь) и образованию нивальной воды. Просачиваясь в рыхлые отложения и по трещинам в глубь известняков, нивальные воды ускоряют процессы физического и химического выветривания и вызывают оползание и обрушивание участков крутого склона. Геологическое строение и тектоника этому способствуют, поскольку массивные бронирующие куэсту известняки разбиты системами трещин на глыбы, а подстилающие их глинистые сланцы при смачивании теми же талыми или дождевыми водами служат прекрасными плоскостями скольжения, по которым отделяющиеся от стены глыбы могут передвигаться на большие расстояния (Щербакова, 1960).

Всхолмленный рельеф местами распространяется далеко от подножия стены, постепенно утрачивая морфологическую свежесть. По концентрическому расположению полос бугристого рельефа видно отступа-

ние к северу крутого склона куэсты, за счет чего юрская депрессия со временем разрастается в ширину.

В районе плато Бечасын, у подножия Большого и Малого Бермамыта, можно восстановить положение стены в максимум позднеплейстоценового оледенения и затем ее многостадийное отступление, сопровождавшееся формированием наклонных мелкобугристых подножий. То же самое наблюдается на междуречье Малки с долиной Тызыл, где располагается плато Куденейтайла, а над ним возвышенные точки Скалистого хребта — Западный и Восточный Кинжал. Здесь имеются те же признаки интенсивного разрушения и отступления крутого склона куэсты при активном участии снега и нивальных вод. Угловатые глыбы известняка размером до 6—8 м в поперечнике разбросаны на расстоянии 12—15 км от подножия крутого склона куэсты и отделены от него достаточно глубоко врезанной и разработанной долиной (рис. 5, д). Это говорит о длительном отступании стены в течение всей позднеплейстоценовой эпохи оледенения. Самые удаленные от подножия глыбы могли обрушиться от стены в начальные стадии позднеплейстоценового оледенения, когда край куэсты находился на 12—15 км южнее его современного положения.

Южнее плато Куденейтайла примыкает к кристаллическому массиву хребта Шаукамнысырт (3100—3300 м), который должен быть отнесен к аструктурному высокогорью осевой зоны. Совершенно особой чертой рельефа этого невысокого горного массива является срезанность платообразной вершины, что мы связываем с экзарационной деятельностью льда, покрывавшего здесь когда-то большие площади. Если это отнести к максимуму среднеплейстоценового оледенения, то можно представить себе, сколь сильно изменился рельеф юрской депрессии с того времени, в том числе за эпоху позднеплейстоценового оледенения.

Таким образом, в типичных случаях выположенный рельеф высоко приподнятых междуречий юрской депрессии, находившихся в позднеплейстоценовую ледниковую эпоху несколько ниже региональной снеговой границы, рядом с областью большого горного оледенения, может быть назван в его современном виде молодым перигляциальным пенепленом. Формировавшие его перигляциальные процессы развивались при наличии устойчивого маломощного снежного покрова при его длительном медленном таянии в теплое время года и при широком распространении мерзлоты и солифлюкции.

Своеобразие геологического строения — господство легко разрушающихся осадочных пород и пологое моноклиальное их залегание — способствовало формированию выположенных пространств, но оставалось при этом пассивным фактором, а не главным определяющим условием.

К востоку и западу от Приэльбрусья наиболее благоприятные условия формирования обширного перигляциального пенеплена нарушались по различным причинам.

В восточной половине Центрального Кавказа, где северный склон выходит за пределы Лабино-Малкинской моноклинали, приближаясь к Осетинской впадине и главному транскавказскому глубинному разлому Терека-Арагви, наблюдается изменение геологического и тектонического строения северного склона. Юрская депрессия сужена, слагающие ее породы сильно смяты, местами метаморфизованы до фазы шиферных сланцев, прорваны гранитами. Плоскостные перигляциальные процессы, равномерно рассредоточенные на поверхности междуречий, здесь не получили широкого развития. В рельефе сильнее отразилось линейное

расчленение и процессы, развивавшиеся по окраинам депрессии — вдоль границы с высокогорьем и у подножия Скалистого хребта.

Таким образом, в восточной половине Центрального Кавказа юрская депрессия утрачивает отмеченные выше типичные черты. Она прорезана доминирующими в рельефе продольными боковыми долинами, которые проходят от поперечных перемычек к главным долинам. Со стороны высокогорий в депрессию выходят трюги, дополняющие расчлененность территории. На всем протяжении характерную морфологию сохраняют уплощенно-наклонные террасированные подножия крутого южного склона Скалистого хребта. Их рельеф образован комплексом перигляциальных процессов: нивальных (в широком смысле слова), мерзлотных и плоскостных движений рыхлых продуктов выветривания, но развивавшихся на поверхностях, имевших значительный уклон в сторону боковых и главных долин (результат более густого расчленения, отчасти более крутого падения слагающих пород). У подножия куэсты распространены те же следы разрушения и отступления известковой стены под действием нивально-гравитационных процессов.

Существенным отличием наблюдающихся здесь процессов является то, что оползание продуктов разрушения от крутого склона Скалистого хребта, происходит на большие расстояния. Особенно активно эти процессы развивались в позднеледниковое время. В склонах долин прослеживаются уровни, до которых днища трюгов были заполнены ледниками, а с боков — от подножия Скалистого хребта по мерзлоте ползли массы насыщенных влагой рыхлых продуктов выветривания. Сформированные таким образом специфические солифлюкционные террасы фиксируют мощность долинных ледников, поверхность которых служила местными базисами денудации в различные стадии оледенения.

Местами на дне долин можно видеть крупные оползни больших глыб известняка, перетертых до щебня и пылеватых частиц. Их образование было обусловлено повсеместным распространением мерзлоты и подтаивающего снега, сильным тектоническим дроблением надвинутых с севера бронирующих известняков куэсты и наличием подстилающих известняки глинистых сланцев, по которым происходило оползание.

В восточной половине северного склона Центрального Кавказа нет следов перигляциальных поверхностей, сохранившихся от начальных стадий позднеледниковой и тем более от среднеплейстоценового оледенения. Это свидетельствует, во-первых, о том, что развитие рельефа в восточной части северного склона Центрального Кавказа протекает интенсивнее, чем в пределах Лабино-Малкинской моноклинали, и, во-вторых, ставит вопрос: не формировался ли рельеф этой части юрской депрессии при максимальном оледенении другим образом? Есть основания предполагать, что при максимальном развитии среднеплейстоценового, а возможно, и в максимумы позднеледниковой оледенения узкая юрская депрессия вместе с высокими участками Скалистого хребта была включена здесь в область активного горного оледенения осевой зоны и рельеф этих мест формировался не перигляциальными, а нивально-гляциальными процессами. В дальнейшем он был видоизменен и денудирован. Е. Е. Милановский (1966) указывает, например, на водоразделах юрской депрессии в бассейне р. Чегем наличие морены позднеледниковой оледенения, сохранившейся под лавами того же возраста. Но ледники могли ползти по междуречьям юрской депрессии также в максимумы ледниковых эпох плейстоцена.

В пределах Восточного Кавказа в связи с меньшей высотой осевой зоны и более континентальным климатом гор ледники главных долин

кончались выше среднеюрской депрессии<sup>5</sup> или в самом ее начале (от верховий). Отличительной чертой депрессии в пределах Дагестана является широкое распространение конусов и шлейфов мореноподобных нивально-гравитационных и нивально-солифлюкционных отложений, а также комплексов разновозрастных и разновысотных террас в основном флювиогляциального генезиса.

В пределах Западного Кавказа по мере сокращения интенсивности поднятия всего мегаантиклинория и его северного крыла юрская депрессия, как и склон Скалистого хребта над ней, имеет меньшую абсолютную и относительную высоту и продолжает снижаться в северо-западном направлении за Кубанью в 1,5 раза, за Зеленчуком — в 2, за Лабой — в 3 раза и вовсе исчезает в бассейне р. Белой в районе периклинального погружения.

Поэтому роль перигляциальных процессов в рельефообразовании юрской депрессии Западного Кавказа резко сокращается, в основном ограничиваясь участками куэсты высотой от 1200—1300 до 1600—1800 м. Ведущими становятся флювиогляционные процессы, развитию которых во время оледенения способствовали обилие выносимого из гор материала и многоводность потоков, разливавшихся и усиленно аккумуляировавших перед Скалистым хребтом.

Некоторые исследователи (Сафронов, 1959) на междуречных пространствах юрской депрессии Западного Кавказа находят галечники позднего плиоцена — ачкагыльские и апшеронские. Мы считаем, что широким распространением здесь пользуются прежде всего флювиогляциальные террасы среднего плейстоцена (междуречье Кубани и Зеленчука) и различных стадий позднплейстоценового оледенения (западнее Зеленчука).

### 3. Зона куэст северного склона

К зоне куэст относится большая часть структурного среднегорья северного склона с высотами от 1300—1500 до 3000—3500 м и менее широкая полоса прилежащего к нему структурного низкогорья с высотами до 1200—1300 м. Зону слагают моноклинально залегающие пласты органогенно-терригенных осадочных пород верхней юры, нижнего и верхнего мела, палеогена, включающие пачки прочных известняков, которые и служат бронирующими слоями куэст.

Угол падения пластов больше среднего угла наклона северного склона. Поэтому водораздельные пространства срезают пласты под острым углом и на дневную поверхность выходят все более молодые породы, а более древние скрываются под урезом рек.

В условиях залегания пород зоны куэст отражен режим альпийской геосинклинали северного склона: типично эпиплатформенный, спокойный в западной половине и более мобильный в восточной, где северное крыло мегаантиклинория сильнее смещено к югу и вздыблено над опущенной кристаллической глыбой, лежащей в основании Осетинской впадины.

Пологое падение пластов от 5—7 до 12—14° в пределах Лабино-Малкинской моноклинали обусловило растянутость и большую ширину всего северного склона и куэстовой зоны в нем. Отдельные вершины здесь неясно выражены в рельефе, имеют вид приподнятых моноклинальных участков плато или небольших пологосклонных возвышенно-

<sup>5</sup> В пределах Дагестана юрскую депрессию называют также среднеюрской.

стей среди уплощенных пространств. Снижение абсолютных и относительных высот платообразных междуречий к северу происходит постепенно от южного края Скалистого хребта к предгорьям. Склоны, которыми междуречья обрываются к главным долинам, наоборот, крутые, изобилуют обвалами, оползнями, осыпями.

На общем фоне пологой моноклиальной Лабино-Малкинской структуры прослеживаются слабо выраженные продольные волны; их горбы, или гребни, поднимаются в середине междуречий и превышают опущенные придолинные участки на несколько сот метров.

В восточной половине Центрального Кавказа падение пластов осадочных пород, слагающих зону, увеличивается до 30—40°, и в бассейнах рек Ардона, Фиагдона и Терека куэста Скалистого хребта на отдельных участках утрачивает характерный вид. Продольная волнистость выражена резко (разница высот междуречных горбов и опущенных придолинных участков превышает 1000 м). Куэста сильно надвинута на юрскую депрессию, бронирующие пласты вздернуты. Отдельные вершины и горные группы нередко имеют более или менее симметричные склоны. Гора Столовая (к югу от гор. Орджоникидзе) вовсе не кажется участком куэсты, как, например, гора Большой Бермамыт, которая, наоборот, не походит на вершину в обычном понимании этого слова. Снижение абсолютной и относительной высоты к северу происходит на коротких расстояниях резкими ступенями, так как моноклиаль осложнена дифференцированными подвижками больших амплитуд.

Природа продольной волнистости моноклинали Скалистого хребта выясняется благодаря многочисленным проседаниям чешуй-блоков в крутых склонах ущелий, прорезающих куэсту (Растворова, Щербакова, 1960). Придолинные участки склоном, обычно небольшой ширины, отделены от основной части тектоническими трещинами и под действием гравитационных сил отделяются, соскальзывают, проседают. Обнаруживаемые геоморфологическими и геологическими методами тектонико-гравитационные проседания склонов наблюдаются в долинах Ардона, Фиагдона, где они уходят корнями ниже уреза рек. Если признать, что долины, прорезающие Скалистый хребет, приурочены к поперечным разломам и сопровождающим их полосам трещиноватости, то и образование в моноклиальных структурах продольных волн можно объяснить тем же проседанием придолинных блоков в открытые разломы и попутным поднятием междуречных блоков, выдавливаемых кверху.

В восточной части северного склона Центрального Кавказа, по-видимому, не только увеличивается падение пластов к северу, но и усиливается тектоническое дробление пород. Поперечные долины рассекают куэсты с меньшими интервалами, чем в западной части. Следовательно, поперечные открытые разломы проходят здесь чаще и вместе с продольными разломами, выраженными к востоку от р. Урух тоже весьма резко, образуют густую сеть тектонических разрывных нарушений. Можно думать, что это является одной из главных причин усложнения тектонического и геоморфологического строения куэстовой зоны в восточной части Центрального Кавказа.

В пределах Восточного Кавказа тектоническое и геоморфологическое строение северного склона продолжает усложняться. Район Дагестана был более подвижной территорией начиная с нижней юры и продолжает оставаться таковой до наших дней. К востоку от р. Аргун альпийская геосинклиналь северного склона становится полем проявления складкообразовательных процессов переходного типа и вместо более или менее простых моноклиальных структур получают распространение сундучные складки. Вместе с проявлениями разрывной тек-

тоники это привело к формированию морфологически пестро построенного рельефа, в котором доминируют системы разнотипных куэст в сочетании с антиклинальными и синклиналиными хребтами и такими же депрессиями между ними (Щукин, 1926).

Условия развития рельефа куэстовой зоны в ледниковые эпохи существенно изменялись как по ее простиранию, т. е. в западном и восточном направлениях, так и с юга на север по мере снижения высоты северного склона (от 2500—3500 до 1000—1300 м и ниже).

Вначале разберем условия рельефообразования в окрестностях горы Бермамыт, представляющих интерес благодаря значительной высоте (Большой Бермамыт, 2642 м) и относительной близости к Эльбурсу (расстояние по прямой около 30 км). Этот приподнятый участок Скалистого хребта в течение всего позднеледникового и послеледникового времени находился под влиянием холодных воздушных масс, стекавших от ледяных полей высокого вулкана, влияние которого продолжает ощущаться и поныне. Перигляциальные условия рельефообразования таким образом задерживались здесь и продлялись.

Поверхность куэсты около горы Бермамыт на высотах более 2400—2500 м отличается равнинностью и оголенностью пластов известняка, разбитых трещинами и не прикрытых достаточно мощным плащом мелкозема. В продуктах выветривания резко преобладают крупные обломки известняков. Большая часть мелкозема снесена по трещинам в глубь пород. В рельефе слабо выражены широкие и очень неглубокие замкнутые котловины округлой или удлиненной формы. Глубина ложбин и котловин несколько увеличивается при снижении поверхности куэсты до 2400—2300 м. Затем в них появляются эрозионные врезы, углубляющиеся близ крутых склонов, которыми междуречья обрываются к главным долинам.

Снеговой покров на верху куэсты имеет небольшую мощность, так как метелевым переносом значительная часть сдувается к краю крутого склона, где образуются снежные карнизы, а внизу — снежники подножий. Снег лежит на возвышенных участках Скалистого хребта около 5 месяцев и медленно тает, частично испаряясь в апреле — начале мая. В эти весенние месяцы и происходит в основном формирование того рельефа, который мы здесь наблюдаем. Осуществляется оно комплексом процессов, за которыми закрепилось название перигляциальных: нивальных, мерзлотных и солифлюкционных. Своеобразие в проявлении этих процессов обусловлено здесь некоторыми особенностями геологического строения, в первую очередь распространением карстующихся пород, подающих также суффозии. Большое количество трещин, пронизывающих бронирующие пласты известняка, отражено на поверхности пересекающимися полосами обнаженных коренных пород, с которых мелкозем вынесен в трещины. Наряду с поверхностными карстовыми формами (замкнутые котловины) развит также подземный карст (карстовая пещера на Малом Бермамыте с двойным выходом вдоль тектонической трещины в противоположных направлениях).

Летние дожди, приводящие к оживлению эрозионной деятельности, до сих пор слабо отразились в рельефе возвышенных участков Скалистого хребта не только вследствие развития карста, но также в связи с длительным господством процессов перигляциального комплекса.

В максимум позднеплейстоценового оледенения приподнятый и надвинутый на юрскую депрессию участок Скалистого хребта с вершиной Бермамыт представлял собой очаг небольшого локального оледенения с маломощным пассивным покровом фирна-льда, затем просто фирна, предохранявших плато от расчленения. В позднеледниковое вре-

мя он уступил место устойчивому, но маломощному снежному покрову, который продолжал оказывать на рельеф то же воздействие. Происходила медленная плоскостная денудация и формирование перигляциального пенеплена, но не в рыхлых податливых породах, а в хрупких, стойких к выветриванию и слабо карстующихся известняках.

Доказательство тому, что приподнятый участок Скалистого хребта с г. Бермамыт был очагом небольшого локального оледенения, мы находим в рельефе и отложениях южного склона куэсты, обращенного к юрской депрессии. Верховья долин, подходящих к возвышенному участку куэсты с востока (р. Хасаут) и запада (р. Ишканкон, исток р. Подкумок), сохранили следы пребывания долинных ледников, фирновых и снежных пятен. Долины здесь имеют корытообразный поперечный и ступенчато-волнистый продольный профиль. Ледники были небольшие (3—4 км), но широкие и, по-видимому, не очень активные. Главным источником питания был снег, сдуваемый и ссыпавшийся с верха куэсты.

В позднеледниковое время на месте ледников долго сохранялись разобщенные пятна фирна-льда, перелетывавшие снежники, а в самых верховьях обеих долин формировались, энергично расширяясь и въедаясь в край куэсты, нивальные цирки. В конце концов они пересеклись задними стенками, отделив гору Малый Бермамыт от остального массива куэсты.

Рельеф крутого склона несет на всем протяжении Центрального Кавказа следы деятельности снежных карнизов, лавин, снежников подножий. Эти следы имеют свежий морфологический облик, если куэста превышает 2400—2500 м и видоизмененный — при ее понижении.

Окрестности горы Бермамыт по условиям рельефообразования не являлись исключением. Об этом свидетельствует морфология других участков Скалистого хребта, превышающих 2500 м. Прекрасно выраженные молодые нивально-солифлюкционные ложбины и нивальные ниши на северных склонах можно видеть близ вершин Западный и Восточный Кинжал (2829 м) на междуречье Малки и Тызыла. На междуречье Тызыла и Гунделена находится гора Инал (2890 м), а перед ней разрушенный останец куэсты «Тёщины зубы», отделенный от основного массива корытообразной висячей долиной ледникового генезиса.

В восточной части Центрального Кавказа за долиной р. Баксан высота приподнятых и надвинутых к югу участков Скалистого хребта увеличивается до 3000—3500 м (Каракая — 3510 м, Соух-Аузкая — 3493 м, Кионхох — 3423 м, Столовая — 3008 м). Соответственно этому возрастало значение локальных очагов оледенения куэстовой зоны. Ледники, начинавшиеся с этих вершин, были активнее и оставленные ими трог прослеживаются на значительные расстояния, местами почти до предгорий.

В пределах Западного и Восточного Кавказа условия формирования рельефа куэстовой зоны были иными: в первом случае из-за небольшой высоты гор, во втором — из-за более сложного тектонического строения.

Рельеф Скалистого хребта Западного Кавказа не несет следов мелких очагов оледенения. За долиной Кубани его высота снижается почти вдвое и еще больше за следующими долинами, где постепенно исчезают и следы былой деятельности перигляциальных процессов, вытесняясь делювиальными.

В пределах Восточного Кавказа зона куэст северного склона перерастает в сложно построенный Известковый Дагестан с высотами до 2300—2400 м (в Андийском хр. до 2800 м), в рельефе которого до-

минируют тоже куэсты, но выработанные в сундучных складках. Соответственно этому здесь наблюдается пестрое сочетание плоскостной, в прошлом перигляциальной денудации с интенсивной склоновой, в основном тоже перигляциальной, денудацией и все это накладывается на сложно расчлененный рельеф антиклинальных и синклиналиных структур.

В Известковом Дагестане перигляциальная денудация, развиваясь активно на междуречьях и склонах долин, сыграла немалую роль в снесении тех сотен метров (от 700 до 2700 м), которые были удалены в течение альпийского орогенеза при формировании современного среднегорного рельефа (Криволицкий, 1971). Явное преобладание на дне главных долин вдоль подножия склонов несортированного мореноподобного гравитационно-ниваляного материала, залегающего в виде лавинных конусов и шлейфов, свидетельствует о том, что снег и мерзлота господствовали на верху хребтов долгие промежутки времени, формируя перигляциальный тип рельефа. Вместе с обвалами этот материал загромождал долины, вызывая временами образование озер или сильно подпруженных разливов рек в среднеюрской депрессии. Разрушение хребтов (и с поверхности и по крутым склонам) активизировалось в стадии оледенения, когда усиливалась заснеженность среднегорий Дагестана, а в связи с похолоданием сокращался процент покрытия склонов растительностью. Надо полагать, что размеры перигляциальной денудации были в количественном отношении соизмеримы, вернее, даже превышали водную денудацию, преобладавшую в теплые эпохи.

Несмотря на то что куэсты во всех случаях имеют структурный рельеф, предопределенный условиями залегания пород и наличием в них бронирующих пластов, все же рельефообразующая роль экзогенных процессов в их развитии велика и определяется в общем виде величиной среза. О том, что экзогенные процессы производят денудацию на всем пространстве, говорит такой простой факт, как срезание пластов осадочных пород поверхностями междуречий. Величина же сноса экзогенными процессами определяется по мощности пород, не достающих до полного геологического разреза, присущего данной структуре.

По мере снижения высоты поднятия северного склона сокращается и величина денудационного среза, что находит отражение в последовательном появлении все более молодых пород. Это соответствует сокращению в том же направлении интенсивности новейших поднятий и активности экзогенных процессов.

Если среди экзогенных процессов в течение ледниковых эпох и стадий их сокращения долгое время господствовал комплекс перигляциальных процессов, то осуществляемая им денудация формировала куэстовый рельеф в той же степени, как водная денудация в теплые эпохи. В пределах Центрального Кавказа главная возвышенная часть Скалистого хребта и его крутой склон над юрской депрессией отпрепарированы в основном перигляциальной денудацией. Все детали рельефа выработаны при ведущей роли этих процессов. Роль же бронирующих пород в этом случае заключается, как обычно, в их прочности. Они поддаются нивальному и мерзлотно-морозному выветриванию значительно медленнее, чем подстилающие и вышележащие слои. Роль новейших тектонических движений выражается в том, что монолитные пласты известняков, надвинутые на междуречья юрской депрессии, сильно раздроблены — это убыстряет разрушение крутого склона.

В максимумы похолоданий позднего плейстоцена перигляциальная область охватывала в пределах северного склона обширные пространства. Следы деятельности перигляциальных процессов в сильно изме-

ненном виде сохранились, например, в окрестностях Кисловодска, расположенных на расстоянии 35—40 км к северу от Бермамыта на продолжении того же Транскавказского поперечного поднятия.

Здесь распространен рельеф мелких куэст с высотами до 1400—1600 м. В крутом склоне одной из них, обрамляющей с северо-запада Кисловодскую котловину, располагается обширный нивальный цирк между возвышенностями Кабан-гора, Большое Седло и Малое Седло. Дно цирка шириной 2,5—3,5 км (абсолютная высота 1170—1250 м) полого всхолмлено, имеет частые выходы коренных пород и небольшую мощность несортированных щебнистых суглинков.

Нивальный генезис этой формы рельефа выясняется по морфологическим признакам и по характеру несортированных отложений. Например, на дне цирка у северо-западного подножия Малого Седла в неглубоком карьере можно было видеть несортированные щебнистые суглинки мощностью до 2,5—3 м, снесенные со склонов возвышенности эмбриональным ледничком и талыми водами. Склон, спускающийся от дна цирка к дну Кисловодской котловины, во многих местах покрыт несортированными суглинками с крупными угловатыми обломками. Несмотря на то что обломочный материал состоит из местных пород, обнажающихся на соседних склонах, все же образование такого рода мореноподобных отложений могло произойти только при слабой задернованности поверхностей, значительной заснеженности гор и широком развитии многолетней мерзлоты. Эти отложения являются свидетелями холодных климатических условий позднеплейстоценовой ледниковой эпохи.

Приходится признать, что в максимум позднеплейстоценового оледенения суровые климатические условия, которые принято называть перигляциальными, распространились на весь северный склон Центрального Кавказа, включая предгорья. Северные ветры при вторжениях воздушных масс с севера имеют и теперь большую силу. Еще сильнее они были в ледниковую эпоху, обуславливая мощный метелевый перенос со стороны равнины. Участок, где сформировался цирк, расположенный с подветренной стороны небольшой второстепенной куэсты, был тем местом, где задерживался и скапливался снег вначале в виде снежных карнизов и пятен перелетывавших снежников. Это вызывало развитие процессов нивального цикла. Постепенно создавались микроклиматические условия, благоприятствовавшие залеживанию снега, снежные пятна переходили в небольшие фирновые скопления, местами возникали эмбриональные леднички.

Для современного рельефообразования окрестностей Кисловодска характерно преобладание линейной эрозии и малая активность плоскостных делювиальных процессов из-за сплошной задернованности склонов. Поэтому рельеф и отложения, созданные в максимум последней ледниковой эпохи, до известной степени законсервированы и меняются медленно.

Привлекая данные о наиболее возвышенных участках Скалистого хребта и окрестностях Кисловодска, можно рассчитать высоту древней снеговой границы на северном склоне Центрального Кавказа в максимум позднеплейстоценового оледенения. Поскольку в пределах горной страны мы различаем область активного оледенения и окружающую ее перигляциальную область, то и при определении положения древней снеговой границы нужно различать по крайней мере две ее разновидности: региональную снеговую границу или близкое к ней понятие «предел оледенения» и орографическую снеговую границу. Первая из них для западной части Центрального Кавказа имела в максимум

позднеплейстоценового оледенения высоту 2350—2400 м (по нижней границе гляциального выполаживания в высокогорье и по нижней границе фирново-ледяных шапок на Бермамыте). Орографическая снеговая граница в это же время опускалась в районе Кисловодска до 1050—1150 м (Щербакова, 1969).

Поскольку до сих пор при определении высоты древних снеговых границ и их депрессий не вводились уточнения, о какой снеговой границе идет речь, то вряд ли есть смысл сопоставлять полученное нами значение с прежними.

Сравнивая эти величины с высотами современных снеговых границ в Приэльбрусье (табл. 1), мы получаем депрессию региональной сне-

Таблица 1

Депрессия снеговой границы в Приэльбрусье

Разновидности снеговой границы	Высота современной снеговой границы, м*			Высота древней снеговой границы, м	Депрессия древней границы, м
	южный склон	северный склон	среднее значен.		
Климатическая снеговая граница («уровень 365»)	4200	3800	4000		
Региональная снеговая граница	3800—3900	3400—3500	3650	2350—2400	1250—1300
Орографическая снеговая граница (граница фирновых пятен)	3100—3200	2700—2800	2950	1050—1150	1800—1900

\* Высоты современной снеговой границы даны по Г. К. Тушинскому (1960)

говой границы для максимума плейстоценового оледенения 1200—1300 м и депрессию орографической снеговой границы 1800—1900 м.

Большая депрессия орографической снеговой границы в максимумы позднеплейстоценового оледенения и большое расхождение ее с региональной снеговой границей говорят о континентальности природных условий того времени. Это же в свою очередь свидетельствует о том, что вокруг собственно ледниковой области высокогорий располагались обширные перигляциальные пространства среднегорий и низкогорий с суровым климатом и оледенелая область занимала меньшую площадь, чем перигляциальная.

Наши данные не противоречат современным представлениям палеогеографов о своеобразии природных условий валдайской ледниковой эпохи на Русской равнине. Климат того времени, по данным палинологов, был особенно суровым и континентальным на огромных пространствах.

#### 4. Зона предгорий и подножий северного склона

Занимая крайнее периферическое положение относительно высокогорной области, покрывавшейся оледенением, предгорья и подножья Северного Кавказа не затрагивались ледниками и вследствие небольшой абсолютной высоты (от 1200—1000 до 600—500 м) не испытывали длительного активного воздействия перигляциальных процессов. Последние, если и распространялись до предгорной равнины, то кратковременно (в самые максимумы похолодания) и в ослабленном виде.

Главной же особенностью зоны в смысле связи ее с оледенением гор было то, что в ледниковые эпохи она становилась в основном флювиальной зоной — территорией, на которой происходили разлив и блуждание флювиогляциальных потоков. Отягощенные обломочным материалом, они начинали аккумулировать от самых подножий, вынося на предгорную равнину новые порции молодых отложений.

В тектоническом отношении зона характеризуется переходным режимом от слабых преимущественно положительных к слабым преимущественно отрицательным движениям, проявляющимся сильнее во внутренних частях краевых прогибов — Восточно- и Западно-Кубанском и Терско-Дагестанском.

Малая интенсивность тектонических движений придает зоне еще одну черту морфологии, важную в палеогеографическом отношении. Здесь долгое время сохраняются реликты прошлых этапов развития гор, о чем свидетельствуют, например, обнаруживаемые местами на между-речьях позднеплиоценовые галечники.

В этой зоне выделяются две подзоны. Вначале идет полоса эрозионного рельефа, возникающая на месте расчлененных и денудированных террас. К ней примыкает предгорная наклонная равнина, представляющая сочетание разновозрастных эрозионно-аккумулятивных террас, переходящих при удалении от подножия гор в аккумулятивные. Большую площадь занимает затем плоская аккумулятивная равнина внутренних пространств краевых прогибов, граничащих с равнинами северных платформенных областей. Ее следует рассматривать как самостоятельную зону, отличающуюся большой амплитудой отрицательных движений и большой мощностью выполняющих прогибы рыхлых отложений.

Так как при оледенении разрушение гор и вынос материала к подножиям были в несколько раз сильнее, чем в теплое время (оголенность, незадернованность, незалесенность склонов), то террасы подножий имеют в основном флювиогляциальный генезис, во всяком случае по массе слагающего их материала. Для террас характерно постепенное снижение абсолютных и относительных высот вниз по течению (признается большинством исследователей), сопровождаемое слиянием близких уровней (по выражению Г. И. Горецкого — стадияльных террас с главной). Мнения исследователей расходятся относительно того, происходит ли при этом образование так называемых «ножиц», т. е. наблюдается ли переход приклоненного залегания слоев в покровное? По-видимому, на большей площади краевых прогибов наблюдается полупокровное залегание разновозрастных отложений, поскольку вновь образующиеся молодые слои ложатся на более древние с частичным размывом. Это явствует из детального описания четвертичных отложений окрестностей Краснодара, внутренних районов Западно-Кубанского краевого прогиба, приводимого Г. И. Горецким (1962) по буровым данным и палинологическим исследованиям. Покровным залегание четвертичных отложений становится только в наиболее резко выраженных частях прогибов, как указывает, например, А. В. Кожевников (1964) для низовья р. Сулак.

Итак, зона предгорий и подножий северного склона хранит в себе большое количество рыхлого материала, коррелятного рельефу гор и включающего флювиогляциальные толщи всех эпох и стадий оледенения. Поэтому в палеогеографическом отношении зона представляет особый интерес.

Неразрешенным остается пока вопрос: насколько северные подножия Кавказа подвергались в максимумы похолоданий воздействию пе-

ригляциальных процессов? В литературе имеются указания (Москвитин, 1933; Горецкий, 1962; и др.) на то, что в четвертичных отложениях предгорных равнин и внутренних частей краевых прогибов зафиксированы морозобойные клинья и другие нарушения в залегании слоев, вызванные мерзлотой. Однако вместе с тем нельзя забывать и о предостережениях от чрезмерного увлечения такими следами (Костяев, 1966; Щукин, 1960), которые могут быть ложными. При этом нужно иметь в виду, что, судя по Александрийской опорной скважине, нижнеплейстоценовые, а также низы среднеплейстоценовых отложений Терского краевого прогиба обнаруживают пыльцу лесных сообществ с широколиственными породами (Маслова, 1960). Это противоречит возможности распространения тогда перигляциальных пространств вдоль северных подножий Кавказа. О том же свидетельствуют результаты палинологических исследований ниже- и среднеплейстоценовых отложений Кубанского прогиба (Горецкий, 1962). Возможно, что палеоботаническими исследованиями охвачены еще не все слои ниже- и среднеплейстоценовых отложений. Кроме того, вполне вероятно, что перигляциальные условия были шире распространены в максимумы позднеплейстоценового оледенения, о чем уже говорилось в предыдущем разделе, но палинологически это остается недоказанным. Для подножий Кавказа пока вообще не известны слои, относящиеся к самым максимумам похолодания, т. е. слои с перигляциальной флорой.

## 5. Зона высокогорных депрессий южного склона

Эта зона сформировалась вдоль оси эвгеосинклинали южного склона, развивавшейся над длительно и до сих пор действующим глубинным разломом, определившим при горообразовании главные черты мегаантиклинория — его субширотное простираие и четкую выраженность осевого поднятия. С этим же разломом связан и Главный надвиг южного склона, по которому массы пород смещены к югу, от чего в свою очередь зависит крутизна южного и растянутость северного склонов.

При горообразовательных процессах поверхностным выражением глубинного разлома явилось наряду с длительно развивающимся Главным надвигом также сильно обострившаяся трещинная тектоника продольного, поперечного и диагонального направлений. Вдоль приразломной полосы тектонических трещин происходило проседание участков южного крыла сдвигавшейся к югу обращенной геосинклинали. Рядом с Главным надвигом у подножия высоковоздержанных вершин Водораздельного хребта формировались овалы проседания — очень характерные и своеобразные морфоструктуры южного склона Центрального Кавказа.

В полосе Главного надвига происходило одновременное развитие взбросовых и сбросовых явлений. Первые обусловили интенсивное воздымание смещенных к югу блоков осевой зоны, образование так называемых «пятитысячников» (вершин высотой до 5000 м и более: Шхара, Джанги, Тетнульд и др.), вторые — относительное опускание подножий Главного хребта и формирование высокогорных депрессий, разделенных сниженными перемычками, кулисообразно отходящими от высокогорий. Это Верхнеингурская и Верхнерионская депрессии (рис. 6) и верховья р. Цхенисцкали между ними. Относительно опущенной оказалась северная окраинная полоса Абхазо-Сванетской, или Абхазо-Рачинской ступени, прижатая к Главному надвигу. Ширина депрессий 15—20 км.

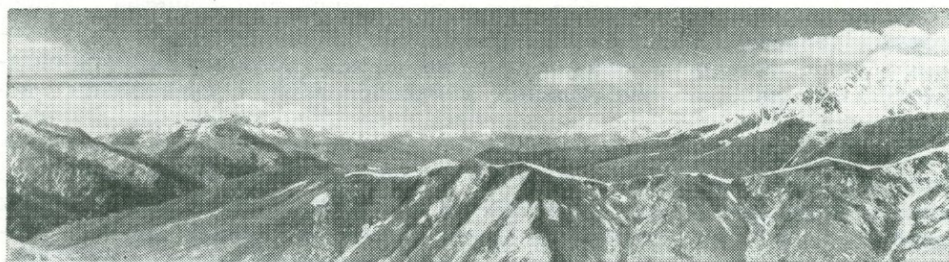


Рис. 6.  
Высокогорная депрессия верховья р. Риони. На первом плане — выполненные льдом подножия Главного хребта, слева вдали — передовой хребет Шода-Кедела



Рис. 7.  
Восточный борт Верхнерионской депрессии. Справа на заднем плане передовой хребет Шода-Кедела, слева — продолжение Главного хребта

Крутой южный склон осевой зоны обрывается к внутренним пространствам высокогорных депрессий рядом ступеней (в южном склоне Главного хребта над ледником Лекзыр насчитывается 4—5 ступеней высотой 300—400 м каждая). Междуречья внутренних частей депрессий имеют абсолютную высоту 2000—2700 м и вершины Главного хребта возвышаются над ними на 2000—2500 м. С юга депрессии ограничены передовыми хребтами: Сванетским (гора Лайла — 3986 м), Лечхумским (гора Самерцхле — 3584 м), Шода-Кедела (гора Шода — 3609 м); их высота в среднем на 1000 м ниже Главного хребта.

Эвгеосинклинальные условия развития зоны в прошлом отразились в ее геологическом строении, которое характеризуется господством сильно дислоцированных и метаморфизованных сланцев лейаса и флишевых толщ средней юры, верхней юры — нижнего мела и более молодого возраста, до нижнего палеогена включительно. Флишевые толщи вытянуты сравнительно узкой полосой вдоль оси Верхнеингурской впадины, где они оконтурены сланцами лейаса и кристаллическими породами. Расширяясь к востоку, полоса флиша распространяется на всю Верхнерионскую впадину, захватывает ее южное горное обрамление — передовой хребет с горой Шода (рис. 7) и дальше к востоку слагает Водораздельный хребет с горой Халаца.

Как окружающие хребты, так и внутренние пространства высокогорных депрессий повсеместно отражают в рельефе разрывную тектонику: в ступенчатости склонов и днищ долин (множественность ригелей), в морфоскульптуре склонов, в многочисленных минеральных источниках.

Удивительным примером резких дифференцированных движений, происходивших и продолжающихся до сих пор на границе Главного хребта и внутренних пространств высокогорных депрессий, является гора Ушба (4710 м). Это резко приподнятый небольшой блок над сниженными уплощенными междуречьями Верхнеингурского овала оседания. Он ограничен тектоническими трещинами продольных и поперечных направлений. Тектоническая раздробленность пород видна на многих участках склонов вздернутого блока. Огромное количество обломочного материала выносятся ледниками и селевыми потоками. Близ подножий на дне одного из оврагов бьет ключ, вокруг которого образовался аккумулятивный вал, сложенный выносимым из глубин тектоническим песком (острая угловатость зерен). Вздернутая вершина Ушба и беспорные признаки продолжающихся на этом участке дифференцированных движений служат доказательством того, что Главный надвиг южного склона продолжает развиваться.

Основная черта морфологии овалов проседания — общая сниженность междуречий (на 1500—2500 м ниже окружающих хребтов), их выположенность и расширенность долин, пересекающих депрессии.

Изменение морфологии гор при переходе от обрамляющих хребтов внутрь депрессий объясняется тремя причинами: 1) изменением темпа новейших тектонических движений от резко положительных в хребтах до относительно отрицательных во впадинах; 2) изменением геологического строения — вытеснением неподатливых к денудации кристаллических пород осадочными, что усиливает морфологические различия взброшенных и просевших участков и, наконец, 3) своеобразием процессов ледникового времени в пределах депрессий. Наличие следов работы ледников не только в долинах, но и на междуречьях впадин как в виде аккумулятивных (морена на перевале из долины р. Мульхуры в верховье р. Ингури), так и в виде экзарационных форм рельефа (бараньи лбы выше с. Тавралаи близ перевала из долины р. Накры в долину р. Ингури), свидетельствует о том, что в максимумы позднеплейстоценового оледенения льды ползли по всем элементам внутренних пространств впадин.

Крутизна высокого южного склона Главного хребта и влажность климата наветренных склонов гор, обращенных к юго-западу, обеспечивали обильное поступание снега, фирна и льда в депрессии. Фирново-ледяные толщи сползали с высокогорий не только в долины, но и к подножиям вершин на сниженные междуречья впадин, двигаясь по ним широким фронтом, медленнее, чем в долинах. В связи с этим у подножия Главного хребта на междуречьях депрессии, на относительных высотах до 1000—1100 м и более формировались своеобразные гляциальные подножия, плоские с выступами оглаженных льдом скал (типа бараньих лбов и курчавых скал).

Скоплению льда в депрессиях способствовали: 1) наибольшая высота Главного хребта на отрезке между верховьями Ненскры и Риони при большой контрастности рельефа южного склона; 2) высокое гипсометрическое положение междуречий впадин (2400—3000 м), временами оказывавшихся выше региональной снеговой границы; 3) подпругивающее влияние замыкающих депрессии перемычек — отрогов Главного и передовых хребтов. Все это, вместе взятое, увеличивало мощ-

ность долинных ледников и фирново-ледяных толщ на междуречьях, способствуя перерастанию высокогорных впадин в ледоемы (в максимумы ледниковых эпох).

Образование таких ледоемов в высокогорных впадинах южного склона Центрального Кавказа означает, что оледенение достигало здесь оптимальных размеров, возможных в условиях данной горной страны. Можно сказать, что общее смещение масс мегаантиклинория к югу дополнялось в ледниковые эпохи также смещением масс снега — фирнальда в том же направлении и это проявлялось наиболее ясно на отрезке Центрального Кавказа.

При сокращении оледенения в позднеледниковые стадии ледоемы прекращали свое существование и ледники концентрировались по долинам, а междуречья внутренних пространств впадин подвергались воздействию перигляциальных процессов.

Морфологические особенности высокогорных депрессий южного склона Центрального Кавказа и обусловленное ими своеобразие в развитии древнего оледенения оправдывают выделение этой полосы в самостоятельную тектонико-геоморфологическую зону с характерным для нее нивально-гляциальным режимом.

Чем выше приподнят Главный хребет, тем большую ширину имеет приразломная полоса высокогорных депрессий, и только у подножий Центрального Кавказа она выражена четко оформленными овалами проседания, из которых самый характерный — Верхнеингурский.

К западу от верховий Ингури, в соответствии со снижением высоты поднятия Главного хребта, полоса приразломных депрессий претерпевает изменения. Она сужается, теряет характерную форму овалов проседания и в рельефе отражается в виде довольно узких грабен-трогов со ступенчатыми склонами: грабен Сакени-Чхалта (встречные трог верховий Кедори), западнее — грабен-трог верховьев Бзипи между Главным и Абхазским хребтами и затем грабен-трог верховьев Мзымты между Главным и Гагринским хребтами.

Для верховьев Кедори остается в силе резкая контрастность рельефа, большая активность рельефообразующих процессов, в их числе процессов нивально-гляциального комплекса. Далее к западу эти черты морфологии гор постепенно ослабевают.

К востоку от верховий Риони цельность зоны высокогорных депрессий нарушается резко выраженными поперечными разломами, обострившимися и получившими развитие в связи с погружением кристаллического ядра мегаантиклинория на переходе от Центрального Кавказа к Восточному. Обусловленное этим смещение Водораздельного хребта к югу в верховьях Ардона и Терека повлекло за собой переход на северный склон Главного надвига и высокогорных депрессий, прослеживаемых в осевой зоне между Водораздельным и Боковым хребтами, — Зарамагской и Верхнегерской. Однако на южном склоне тоже обозначились продольные депрессии в виде грабен-трогов верховья Большой Лиахви и верховья Белой Арагви. На участке между Арагви и Алазанью продольные структуры нарушены еще сильнее и превалирует поперечный план строения передовых хребтов.

В верховьях Алазани происходит новая перестройка тектонико-геоморфологической структуры южного крыла мегаантиклинория, вызванная близостью опущенной жесткой глыбы Куринской межгорной впадины. Главный надвиг вновь переходит на южный склон Водораздельного хребта. К сопровождающей надвиг полосе дробления приурочены мощные взбросово-сбросовые движения, вызвавшие резкое снижение высоты гор и переход от высокогорий (горы Шавиклде, 3575 м; Гутон,

3646 м; Базар-Дюзи — 4480 м) к аккумулятивной равнине подножий (200—400, максимум 400—900 м). Поэтому южный склон Восточного Кавказа высокогорных депрессий не имеет.

## 6. Зона передовых хребтов южного склона

К этой зоне относятся хребты южного склона в пределах Абхазо-Рачинской и Арагинской ступеней. Для первой из них характерно преобладание дислоцированных сланцев лейаса и примыкающих к ним вулканогенных пород доггера, для второй — господство флишевых толщ верхней юры — мела, залегающих в пологих склонах и на значительных площадях обнаруживающих моноклинальное падение.

Большинству хребтов южного склона, называемых передовыми, присуще кулисообразное расположение по отношению к Главному водоразделу, к востоку переходящее в поперечное. Соответственно общему наклону южного склона передовые хребты имеют большую высоту в своих северных частях, приближенных к осевой поднятию Большого Кавказа, и снижаются к окраине горной системы в сторону Черноморской впадины, Рионского и Куринского межгорных прогибов.

Наибольшую высоту имеет Сванетский хребет (гора Лайла, 3986 м), расположенный на Транскавказском поперечном поднятии близ самого высокого участка Главного хребта. Он отмечен выходами пород карбона, перми и триаса среди широкого поля сланцев лейаса. Хребты — Абхазский (до 3029 и 3156 м), Кодорский (гора Хаджали 3309 м), Мегрельский (гора Цикури 3486 м), Лечхумский (гора Самерцхле 3584 м), Шода-Кедела (3609 м), Рачинский (гора Сирх-Леберт 2862 м), Гудамарский (до 2601—2914 м), Карталинский (гора Чичос 3084 м), Кахетинский (гора Циви-Тура 1990 м), Бзипский (гора Дзышра 2634 м), Гагринский (до 2771—2736 м) — имеют рельеф высокогорный, сменяющийся по окраинам и в отрогах среднегорным.

Как по характеру рельефообразующих процессов, так и по проявлению процессов ледникового времени зона передовых хребтов южного склона скорее других может быть сравнима с осевой зоной, хотя и уступает ей по интенсивности рельефообразующих процессов. Сама высота передовых хребтов южного склона показывает, что скорость поднятий снижается по сравнению с осевым высокогорьем в среднем в полтора — два раза.

Древнее оледенение высоких частей передовых хребтов, в том числе самого высокого из них Сванетского хребта, протекало аналогично с оледенением осевой зоны, уступая ему по размерам. Мы находим здесь то же сочетание современных резко очерченных форм рельефа — цирков, каров, мелких трогов, лавинных желобов, ущелий с выположенными участками междуречий. От ледниковых условий рельефообразования в передовых хребтах, так и в осевой зоне, сохранились местами уплощенные или округлые вершины и пологие склоны, сформированные плоскостным воздействием фирново-ледяных толщ и плоскостным воздействием перигляциальных процессов. Выполаживанию верхнего яруса рельефа способствовало преобладание пород, податливых к денудации.

В ледниковые эпохи эта территория характеризовалась распространением активного горного оледенения, охватывавшего высокогорную северную часть зоны и сменявшегося обширными перигляциальными пространствами в пределах южных и юго-западных сниженных окраин. Полоса активного горного оледенения расширялась в максимумы

ледниковых эпох (особенно среднего плейстоцена) и распадалась на изолированные центры в позднеледниковое время.

Северные склоны высоких участков, обращенные к высокогорным депрессиям, входили в область питания вытекавших отсюда мощных долинных ледников. Выпаханные ими трогги имели на пересечении осей передовых хребтов выступы коренного дна, затем пропиленные флювиогляциальными потоками. Попадая в условия более мягкого теплого климата и получая все меньше питания, ледники быстро таяли и оканчивались на участках, где окружающие горы снижались до 1800—2200 м. Современные долины имеют здесь форму ущелий, выработанных в дне трогов на месте ригелей.

Периферии передовых хребтов, имеющие рельеф среднегорный и отчасти низкогорный, являлись в ледниковые эпохи областью активной деятельности нивальных процессов, которым в пределах южного склона принадлежала ведущая роль в перигляциальном комплексе. Этим южный склон существенно отличается от северного, где роль нивальных и мерзлотных процессов в перигляциальном комплексе была, грубо говоря, равноценной.

Особое место в пределах южного склона занимает Кельское вулканическое нагорье, образующее междуречье верховьев Белой Арагви и Большой Лиахвы. Оно начинается от Главного хребта вулканом Хорисар (3738 м) и протягивается к югу, где примыкает к массиву горы Гермух (3196 м). В ледниковую эпоху позднего плейстоцена высокое междуречье относилось к области питания Арагвинского и Лиахвинского ледников.

Как и вулканы северного склона (Казбек, Кабарджин и др.), Кельское вулканическое нагорье сформировалось на разломах, сопровождающих переход центральнокавказских структур в восточнокавказские. Отличительной чертой его современной морфологии является контрастность крутых склонов, которыми междуречье обрывается к долинам, с относительно ровной поверхностью самого плато, по которому разбросаны отдельные пологосклонные вулканы.

Многочратно повторявшиеся молодые излияния лав нивелировали рельеф нагорья, глубоко расчлененного лишь у краев (трогами, лавинными желобами, ущельями). Также плоскостное воздействие процессов гляциально-нивального и перигляциального комплексов способствовало выполаживанию междуречий. В ледниковую эпоху это была плоскостная денудация облегающих толщ фирна-льда, сменившаяся при сокращении оледенения плоскостным воздействием перигляциальных процессов, не прекращающихся до сего времени (Маруашвили, 1960).

К востоку от Алазани зона передовых хребтов не прослеживается в связи с особенностями тектонико-геоморфологического строения южного склона Восточного Кавказа, круто обрывающегося к низкогорьям и предгорной равнине Среднекуринской и Нижнекуринской депрессий.

## 7. Зона предгорий и подножий южного склона

К этой зоне относятся низкогорные возвышенности от 700—800 до 1000—1200, максимум 1500 м. Они протягиваются узкой полосой по окраине южного склона и слагаются молодыми осадочными породами палеогена и неогена, в исключительных случаях — верхнего мела (долина р. Риони при выходе в Рионский межгорный прогиб) и древними кристаллическими породами докембрия — нижнего палеозоя (Дзырульский массив).

По долинам рек в низкогорья вдаются участки четвертичных равнин, которые, расширяясь к подножиям, переходят в наклонные предгорные равнины континентальных дельт и шлейфов пролювиальных конусов. При удалении от гор наклонные равнины постепенно переходят в плоские равнины внутренних пространств межгорных прогибов и прислоненное залегание разновозрастных толщ сменяется полупокровным и покровным.

Соответственно общему смещению мегаантиклинория на юг и надвинутости его на опущенные кристаллические массивы, заливы межгорных прогибов глубоко вдаются в горы, подходят местами к подножиям высоких хребтов. Заполняясь с самого начала орогенной эпохи продуктами разрушения гор, а затем вовлекаясь в поднятие по мере роста и расширения мегаантиклинория, такие участки подвергались затем расчленению и в их пределах встречаются обнажения довольно полных разрезов за длительные этапы становления Большого Кавказа. Давно привлекают к себе внимание исследователей отложения Верхнекуринской или Карталинской впадины, ширакская, аджинаурская и другие толщи Нижне- и Среднекуринского межгорного прогиба. В этих толщах, яснее чем в других местах, зафиксирована граница между нижней мелкообломочной и верхней грубообломочной молассой, четко запечатлен переход к новым более интенсивным горообразовательным движениям, названным Е. Е. Милановским (1968) собственно новейшими тектоническими движениями (позднеорогенной стадией альпийского времени).

Наличие грубообломочного материала у южных подножий гор на близком расстоянии от осевого поднятия дало повод С. А. Ковалевскому (1936) высказать несколько необычную идею о ранних ледниковых эпохах на Кавказе, не подтвержденную палеоботаническими данными. Возможно, здесь будет найден в дальнейшем ключ к решению назревшего вопроса: когда же оледенение появилось в горах и стало новой мощной силой рельефообразования?

Итак, приведенные описания показали, насколько разнообразно протекали процессы ледникового времени в различных частях Большого Кавказа. Выделенные зоны различного нивально-гляциального режима помогают воспроизвести общую картину развития древнего оледенения, связав ее с современной морфологией гор. Характерное сочетание тектонико-геоморфологических зон обусловило неповторимое своеобразие древнего оледенения Большого Кавказа. Ядром оледенения являлась осевая зона, вытянутая субшироко на 750 км от горы Чугуш (3240 м) на западе до горы Бабадаг (3632 м) — на востоке. А в ее пределах главную роль играла осевая зона Центрального Кавказа с наибольшей высотой вершин Главного и Бокового хребтов и прилежащими с юга высокогорными депрессиями — ледоемами.

В максимальные стадии позднеплейстоценового оледенения, когда региональная снеговая граница спускалась до абсолютной высоты 2400—2500 м и ее депрессия достигала 1250—1300 м, оледенение высокогорий было облекающим. Толщи фирна-льда плащеобразно покрывали хребты и сползали к долинам, по которым двигались мощные древовидные ледники. В это время область активного горного оледенения распространялась частично на соседние зоны, захватывая высокогорные депрессии и возвышенные части передовых хребтов южного склона, а на северном, возможно, суженную часть юрской депрессии и высокие участки Скалистого хребта между долинами Баксана и Терека. Ширина оледенелой области в Центральном Кавказе равнялась 65—75 км (до  $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$  ширины всей горной системы).

Остальная территория гор была периферией области активного горного оледенения и служила ареной развития перигляциальных процессов с незначительными изолированными центрами оледенения и мелкими зародышевыми очагами ледников, фирново-ледяных и фирновых пятен. Очень большая депрессия орографической снеговой границы, достигавшая на северном склоне 1800 м, подтверждает обширность перигляциальной области Большого Кавказа, охватывавшей в максимум похолодания предгорья, возможно, отчасти подножия гор.

При потеплении, вслед за поднимавшимися снеговыми границами, сокращалась и отступала в глубь высокогорья область активного горного оледенения, освобождая поле деятельности перигляциальным процессам, которые, проникая на склоны высоких хребтов, затухали по окраине горной системы.

Ведущая роль в рельефообразовании переходила к водным потокам, распространявшим свое влияние от подножий в глубь гор: из зон предгорий и подножий северного и южного склонов в зону куэст северного и передовых хребтов южного склона, затем в зону юрской депрессии северного и зону высокогорных депрессий южного склона и, наконец, в осевую зону Большого Кавказа.

## РАЙОНЫ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Значительная протяженность Большого Кавказа в субширотном направлении, приближенного на западе к территориям с мягким и влажным климатом, а на востоке — к внутриматериковым пространствам Каспийской области, климатические различия южного и северного склонов, первый из которых обращен к субтропическому, а второй — к умеренному поясу, и, наконец, сложное тектонико-геоморфологическое строение мегаантиклинория приводят к тому, что размеры древних ледников в долинах и фирно-ледяных полей на междуречьях от места к месту заметно изменялись. Представление о тектонико-геоморфологическом строении мегаантиклинория дают поперечные профили, пересекающие горную систему в нескольких местах (рис. 8).

Различия в размерах и условиях развития оледенения позволяют выделить в пределах северного и южного склонов Большого Кавказа районы, по которым дано описание следов ледниковой деятельности и намечены границы распространения ледников по главным долинам.

При определении возраста форм рельефа и отложений мы указываем наряду с названиями эпох и стадий также соответствующие им индексы, беря за основу общепринятую стратиграфическую схему деления четвертичного периода. Обоснование увязки ледниковых событий, происходивших на Кавказе и на Русской равнине, будет изложено в последней главе книги.

Мы сохраняем деление Большого Кавказа на Центральный, Западный и Восточный. Оно правильно отражает самые крупные различия климата, гипсометрии, тектонического, геологического и геоморфологического строения гор — всего того, что определяет размеры ледников и другие параметры оледенения.

Однако для более детального уяснения особенностей оледенения в каждом конкретном месте и вскрытия причин, влияющих на условия развития ледников и фирново-ледяных полей, выделение только этих крупных территориальных единиц недостаточно. Главные факторы оледенения — неотектоника, рельеф и климат — заметно меняются и на сравнительно коротких расстояниях. Они образуют характерные сочетания, которые и были положены в основу нашего палеогляциологического районирования.

Всего в пределах Большого Кавказа выделено 14 районов древнего оледенения (см. рис. 2). В Центральном Кавказе: на северном склоне — Приэльбрусский, Черек-Урухский, Приказбекский; на южном склоне — Ингури-Рионский, Лиахви-Арагвинский. В Западном Кавказе: на се-

верном склоне — Зеленчук-Белореченский, Северо-Западный окраинный; на южном склоне — Причерноморский, Кодорский. В Восточном Кавказе: на северном склоне — Аргунский, Дагестанский, Прикаспийский; на южном склоне — Иори-Верхнеалазанский, Надкуринский.

Каждый из выделенных районов отличается только ему присущим строением тектонико-геоморфологических зон (то более, то менее приподнятых, то расширенных, то суженных и т. д.) и только ему присущим комплексом микроклиматов. Поэтому условия развития оледенения в каждом следующем районе не повторяли предыдущего, что отражалось в величине ледосборов, в длине ледников, в закономерном распространении флювиогляциальных террас и ряде других показателей.

## ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ

Рельеф, геологическое строение и условия развития древнего оледенения этой области predeterminedены наибольшей интенсивностью новейших тектонических движений в рамках данной горной системы. Все тектонико-геоморфологические зоны северного и южного склонов выражены четко и вместе с осевой зоной сильно приподняты. Как по размерам современного, так и по размерам древнего оледенения, только в еще большей степени, Центральный Кавказ превосходит и Западный и Восточный. Когда говорят о древнем оледенении Большого Кавказа, то имеют в виду прежде всего оледенение Центрального Кавказа, его обоих склонов.

Центральный Кавказ был ядром древнего оледенения всей горной системы. Поэтому более полное впечатление о геолого-геоморфологической деятельности фирново-ледяных толщ, о возможностях разрушительной и созидательной работы ледников и других процессов холодного времени можно получить на материалах по Центральному Кавказу. Ему мы и уделяем основное внимание.

### 1. Приэльбрусский район

Район занимает расширенный участок северного склона в пределах Транскавказского поперечного поднятия. Он относится к наиболее освоенным участкам Большого Кавказа. Ввиду хорошей сохранности следов древнего оледенения, которые описывались многими исследователями, он может служить одним из ключевых районов при изучении деятельности древнего оледенения.

Все тектонико-геоморфологические зоны имеют здесь большую ширину, и снижение высоты гор растянуто на большое расстояние. Обширное поле спокойно залегающих осадочных пород верховий Малки, примыкающее к осевой зоне, создало одно из главных морфологических своеобразий Приэльбрусья. Граница между аструктурным высокогорьем и структурным среднегорьем подчеркнута сбросами Тырнаузского разлома.

Разрывная тектоника выражена резко, с чем связана вторая важная особенность Приэльбрусья — наличие молодого вулканизма в осевой зоне (Эльбрус), вдоль всего склона (долина Чегема и низовье долины Баксана) и у северного подножия (Минераловодское поднятие).

Долинная сеть подчинена не только общей закономерности орографического строения зон, но также возникновению на Боковом хребте еще в голоцене действовавшего вулкана. Он возвышается над остальным высокогорьем в среднем на 1000 м и является самым крупным центром



современного оледенения Кавказа. С его склонов берут начало главные реки района — Баксан, Малка, Кубань, которые затем принимают большое количество притоков от Главного хребта.

Границами Приэльбрусья и, по-видимому, границами Транскавказского поперечного поднятия в пределах северного склона следует считать полосы сильного тектонического дробления, к которым приурочены долина р. Чегем на востоке и долина р. Теберды — р. Кубани на западе.

Район характеризуется большой активностью процессов гляциально-нивалльного комплекса в осевой зоне, что является общей чертой для всего Центрального Кавказа. Отличает же его от других районов обширность перигляциальных пространств, получивших классическое выражение у северных подножий Эльбруса.

Осевая зона на этом отрезке имеет типичное для Центрального Кавказа строение: высокий Водораздельный, или Главный, хребет с вершинами до 3800—4500 м (Домбай-Ульген, Накра, Шхельда и др.), несколько уступающий ему по высоте Боковой хребет, но с доминирующим над всем высокогорьем Эльбрусом и между ними — узкая депрессия — грабен с остатками пород лейаса (поставленными на голову аспидными сланцами), зажатыми между блоками древних кристаллических пород. Эта узкая депрессия освоена истоками Теберды, Кубани, Баксана, Чегема. Т-образное расположение долин верховий объясняется их приуроченностью к пересекающимся разрывным нарушениям.

Выходя из депрессии и меняя продольное направление на поперечное, долины пересекают Боковой хребет, затем остальные тектонико-геоморфологические зоны, являясь при этом консеквентными по отношению к моноклиальной структуре северного склона. Выйдя к подножиям гор, долины начинают постепенно отклоняться к востоку (притоки Терека) или к западу (р. Кубань), подчиняясь субширотному простиранию предгорных прогибов.

Долина Малки отличается от остальных долин Приэльбрусья тем, что ее истоки расположены на северном склоне вулканического массива и не заходят в глубь осевой зоны. Малкинский ледник больше других отражал размеры древнего оледенения самого Эльбруса, так как получал основное питание с его склонов.

Верхове Малки — долина р. Кизилкол — проходит у подножия вулкана вдоль одного из молодых продольных разломов, отделяющего Эльбрус от хребта Ташлысырт (высшая точка 3642 м). А к северу от этого хребта простираются платообразные междуречья структурного среднегорья (высота в среднем от 1800—2000 до 2300—2500 м) юрской депрессии и Скалистого хребта, с которых Малкинский ледник уже не получал питания.

Рис. 8.

Поперечные геолого-геоморфологические профили Большого Кавказа. I. Через Приэльбрусский район и западную окраину Верхнеингурской депрессии; II. Через Черек-Урухский район и депрессию верховья р. Цхенисцкали; III. Через Приказбекский район и восточную окраину Верхнерионской депрессии; IV. Через Аргунский и Иори-Верхнеалазанский районы.

1 — фирново-ледяные поля; 2 — четвертичные валунные галечники; 3 — четвертичные лавы; 4 — верхнеплиоценовые конгломераты и песчаники; 5 — верхнеплиоценовые вулканогенные конгломераты (свита рухс-дзуар); 6 — миоцен-нижнеплиоценовые конгломераты; 7 — глины палеогена и неогена; 8 — полеогеновые, верхнемеловые и нижнемеловые песчаники и глины; 9 — верхнемеловые известняки; 10 — нижнемеловые — верхнеюрские известняки; 11 — среднеюрские эффузивы; 12 — нижнемеловой — верхнеюрский флиш; 13 — среднеюрские и нижнеюрские песчаники с прослоями сланцев; 14 — нижнеюрские сланцы и песчаники, местами метаморфизованные; 15 — кварциты, метаморфизованные сланцы, мраморизованные известняки карбона; 16 — кристаллические сланцы палеозойского фундамента, прорванные гранитами; 17 — разломы

У подножия Эльбруса происходит слияние рек, берущих начало из ледников северного склона, в том числе рек Бирджаллысу и Каракаянсу с р. Кизилкол, после чего и образуется, строго говоря, р. Малка. Она течет в северо-северо-восточном направлении, удаляясь от подножия Эльбруса. Долина проходит вдоль поперечного разлома и сопровождающей его полосы трещиноватости. Правобережье долины сложено кристаллическими сланцами нижнего палеозоя, возможно, докембрия, левобережье — глинистыми сланцами, песчаниками и гравелитами нижней и средней юры.

Обращенный к верховью Малки северный склон Эльбруса, как и сама долина этой реки, запечатлели в своем рельефе деятельность ледников последнего оледенения и повторявшиеся молодые вулканические излияния.

Различают два молодых лавовых потока (Герасимов, 1936; Муратов и Гзовский, 1948; Милановский и Короновский, 1960). Первый из них проник по долине Малки до устья р. Шаукол включительно на расстояние около 17 км от подножия, где проходит широтный отрезок верховья долины; второй — только до этого широтного отрезка. После исследований группы Г. К. Тушинского, проводившихся по программе МГГ, были выявлены еще более молодые излияния лав, языки которых заканчиваются на склонах вулкана, не достигая главной долины (Тушинский, 1958).

Хорошая сохранность молодых лавовых потоков (всех трех возрастов) и то, что они устремлялись вдоль трогов, выработанных перед тем ледниками, помогает наметить последовательность в развитии оледенения и относительный возраст вулканических излияний.

На лавы третьей генерации самого молодого возраста сходят современные ледники и следы их последнего значительного наступания, датируемого XVII—XVIII вв. Сами же лавы закрывают следы предшествовавших наступаний ледников, относящихся к более ранним стадиям позднего голоцена. По-видимому, и колебания ледников, и вулканические извержения в позднем голоцене повторялись (несколько голоценовых стадий оледенения и несколько фаз вулканической деятельности). Изливавшиеся лавы продолжали нивелировать рельеф, заполняя эрозионные и экзарационные врезы, которые тут же начинали вновь формироваться.

Лавы второй генерации, называвшиеся в прежних работах вторым молодым потоком, стекли к верховью Малки двумя языками — Бирджаллысу и Каракаянсу. Н. В. Короновский (в кн.: «Оледенение Эльбруса», 1968), проводивший детальные геологические исследования на Эльбрусе по программе МГГ, считает их разновозрастными образованиями: Бирджаллысу — более молодым, явно голоценовым, Каракаянсу, возможно, относящимся к концу позднелейстоценового оледенения.

Возраст лав Бирджаллысу можно уточнить, используя следующие геоморфологические данные: с одной стороны, только молодостью можно объяснить сохранившийся типичный микрорельеф лавовой поверхности, присущий также лавам Каракаянсу, однако сильнее задернованным. С другой стороны, подпруженное лавами Бирджаллысу озеро Кизилкол существовало значительный отрезок времени, потому что, будучи спущенным, оставило обширную 18—24-метровую и приклоненную к ней 8—12-метровую террасы, сложенные исключительно туфогенно-обломочным материалом, снесенным со склонов Эльбруса. Такой состав озерных отложений свидетельствует о том, что вулканическая деятель-

ность, приведшая к формированию второго молодого потока лав, продолжалась и при существовании озера.

Наконец, выше спущенного озера в верховье долины Кизилкол сохранились свежие конечные и боковые морены двукратного наступания долинного ледника от перевальных вершин Палкбаши позднеголоценовых стадий<sup>1</sup>; сильнее размыта третья граница наступания ледника того же времени. Соответствующие флювиогляциальные террасы с валунами кристаллических пород (от перевала и левого склона долины), выходя в расширение, сочленяются с озерными террасами, а самые низкие ступени врезаны в них.

На этом основании можно считать, что лавы Бирджаллысу излились либо в начале позднеголоценовых стадий оледенения, либо в конце позднеледникового времени (в начале голоцена). К позднеледниковому же времени относятся и лавы Каракаянсу, излившиеся несколько раньше. Таким образом, вулканическая деятельность Эльбруса в голоцене многократно повторялась и при этом постепенно затухала, как и само оледенение.

Нижележащий поперечный отрезок долины р. Малки от подножия Эльбруса до устья р. Шаукол заслуживает особенно пристального внимания исследователей. Своей морфологией он на редкость ясно отражает ледниковую и вулканическую деятельность в их сочетании.

В настоящее время долина имеет типичную водно-эрозионную V-образную форму с узким дном и крутыми прямыми склонами. Она врезана в лавы первого молодого потока, который в свою очередь заполнил открытую прямую широкую долину, а эта последняя в данных тектонико-геоморфологических условиях могла быть только трогом, выработанным достаточно активным и мощным ледником (рис. 9). Ниже устья р. Шаукол долина становится узкой и закрытой; она подверглась экзарационному воздействию много раньше, после чего была видоизменена эрозионной деятельностью водного потока.

Малкинский ледник получал питание с северного склона Эльбруса, сплошь покрытого толщами фирна-льда (региональная снеговая граница находилась на высоте 2400—2500 м). Лед сползал широким фронтом к подножию и устремлялся на север по долине Малки, выпахивая и расширяя ее. Работа льда облегчалась распространением вдоль левого склона слабо метаморфизованных юрских песчаников, сланцев и гравелитов. Возможно, коренное дно трога на этом участке лежит глубже современного уреза рек, поскольку обнажается, лишь начиная с устья р. Шаукол.

Высокогорья, расположенные к северо-востоку и к востоку от Эльбруса, питали ледники Шаукол и Исламчат. Оставленные ими широкие спрямленные трог углублены меньше, чем трог Малки. Следовательно, ледник Малки обладал большей мощностью и большим эффектом экзарационного воздействия, что в свою очередь свидетельствует об активности оледенения самого Эльбруса.

Скоплению льдов на северном склоне Эльбруса в известной степени способствовало наличие к северу уплощенных междуречий с устойчивым снежным покровом и с эмбриональными формами оледенения. Быстрое испарение снега с междуречий сопровождалось обильным выпадением осадков на склонах вулкана. Происходило своеобразное перекачивание влаги с поверхностей структурного среднегорья на склоны аструктурного высокогорья. Этот процесс, наблюдающийся и в настоя-

<sup>1</sup> Следы тех же стадий имеются над долиной на плато Ирахик-Сырт, они оставлены одним из лопастевидных ледников подножий Эльбруса.

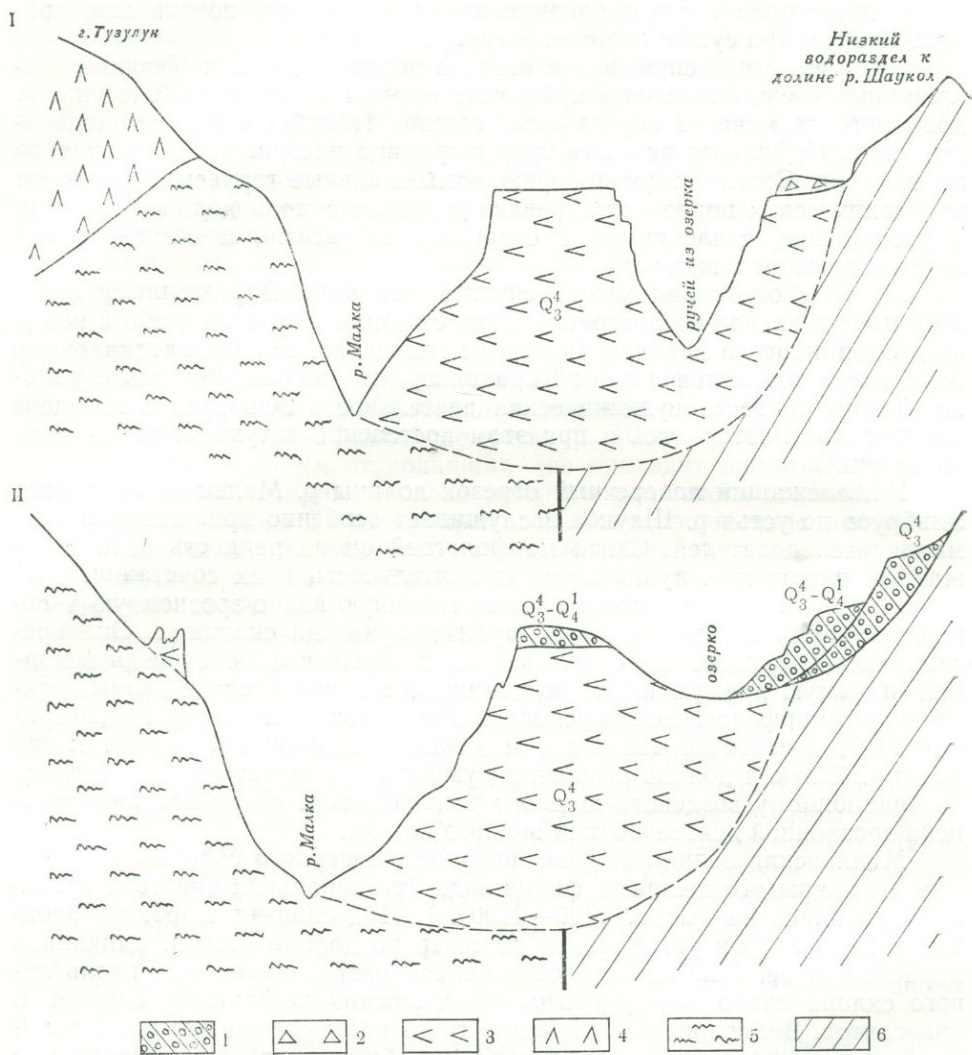


Рис. 9.

Поперечные профили долины р. Малки на отрезке, заполненном первым молодым лавовым потоком: I — ближе к устью р. Шаукол, II — ближе к подножию Эльбруса. 1 — морена, 2 — глыбы лавы, 3 — лавы первого молодого потока, 4 — древние лавы, 5 — песчаники и глинистые сланцы нижней юры, 6 — метаморфические и кристаллические сланцы нижнего палеозоя

шее время, играл в прошлом большую роль, вызывая увеличение мощности оледенения одного района за счет усиления континентальности другого.

В настоящее время мнения исследователей сходятся в том, что трог верховья Малки, в который сползли лавы первого молодого потока, сформирован ледником позднеплейстоценовой эпохи (W). Однако уточняя датировку, нужно добавить, что это произошло не раньше, чем во вторую половину позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ), и что излияние лав началось, когда оледенение стало уже сокращаться.

Вслед за излиянием лав ледник вновь распространился, покрыв лавы, заполнившие трог Малки. Ледник имел уже меньшую мощность, но все же оказал на поверхность лав экзарационное воздействие, выломав и перенеся глыбы, сохранившиеся в виде гряды у правого склона долины.

О том, что после излияния лав первого молодого потока произошло значительное разрастание ледников, свидетельствуют не только валы конечных и боковых морен на поверхности лав, но также толща рыхлых отложений на участке северного склона между языками второго молодого потока (Каракаянсу и Бирджаллысу). В обнажениях сверху можно видеть несортированные валунные суглинки, представляющие собой обычную донную и внутреннюю морену; под ними — несортированные валунно-щебнистые суглинки с прослоями туфогенно-обломочного материала и в основании однородная туфогенная толща.

Врезание Малки в лавы первого молодого потока ускорялось благодаря талым водам, поступавшим от ледников. Вначале врезание шло по двум руслам, правое из которых вскоре отмерло.

Продолжая сокращаться, ледник отступал к подножию Эльбруса, где сохранились невысокие конечно-моренные валы указывающие форму языка и последовательное отступление его края. Стадии оледенения, происходившие после излияния лав первого молодого потока, относятся к позднеледниковому времени. Ледник Малки был уже в два-три раза меньше прежнего, и сокращение оледенения подошло к тому критическому пределу, когда утонение фирново-ледяного покрова в нижней части северного склона привело к его разобщению на отдельные поля и ледники начали дробиться. Вместо единого ледяного потока, устремлявшегося по долине Малки, образовалось несколько более мелких ледников, не спускавшихся ниже подножия Эльбруса. Это сопровождалось расчленением северного склона трогами, которое было прервано новыми излияниями лав упоминавшегося второго потока. Вновь излившиеся лавы устремились по нескольким трогам северного склона вулканического нагорья, поэтому второй молодой поток представлен несколькими языками. Мы вновь приходим к тому же выводу о возрасте лав второго потока, сделанному при рассмотрении спущенного озера Кизилкол. Излияния произошли не раньше конца позднеледникового времени ( $Q_3^4 - Q_4^1$ ).

Следовательно, молодая вулканическая деятельность Эльбруса, начавшаяся на северном склоне вулкана после последнего максимума позднеплейстоценового оледенения (после  $W_3$  альпийской схемы), с большими или меньшими перерывами продолжалась до недавнего времени (на протяжении 16—18 тыс. лет).

Мы не можем согласиться с мнением Н. В. Короновского, который относит формирование Малкинского трога к первой половине позднеплейстоценового оледенения (к первому, а не ко второму его максимуму) и соответственно одревняет первый молодой лавовый поток. Наши возражения вытекают из очевидных морфологических данных.

Такого рода ошибочное определение времени образования Малкинского трога и времени излияния заполнивших его лав приводит Н. В. Короновского и стоящего на тех же позициях Е. Е. Милановского к более общему и тоже неверному заключению об отсутствии в районе Эльбруса вулканических образований второй половины позднего плейстоцена. По нашим же данным, активная вулканическая деятельность падает как раз на время сокращения второй половины позднеплейстоценового оледенения и переходит затем в послеледниковое время. Это

не исключает активной вулканической деятельности и во время сокращения первой половины позднелейстоценового оледенения, только те лавы в значительной степени уничтожены ледниками последующих стадий.

Морфология и отложения долины р. Шаукол подтверждают выводы, полученные по верховью Малки. Ее широкая открытая корытообразная форма выработана ледником последнего максимума позднелейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ). Подпруженное лавой первого молодого потока озеро существовало в долине в позднеледниковое время ( $Q_3^4$  —  $Q_4^1$ ). Оставленная озером 80-метровая терраса сложена валунно-галечными отложениями из кристаллических пород: внизу — преимущественно валунными, вверху — песчано-гравийно-галечными. Сначала подпруженная лавой долина заносилась крупнообломочным флювиогляциоальным материалом, следовательно, ледники в верховьях долины имели большие размеры. Затем они сокращались и соответственно этому становился мельче обломочный материал, выносимый в озеро тальми водами. Наконец, правые небольшие притоки рек Таллыкол и Кичкиталлыкол прорезали лавовую пробку и формирование высокой террасы прекратилось. На поверхности террасы в несортированном лавинно-осыпном материале, сносимом со склонов, присутствуют в большем количестве лапилли светлой пористой породы, выброшенные во время второго молодого извержения. Позднеголоценовые стадии оледенения оставили следы в верховьях долин рек Шаукол и Исламчат, имеющих корытообразные днища, почти не измененные речной эрозией и только отчасти склоновыми процессами.

Ниже устья р. Шаукол долина р. Малки выходит из области распространения молодых лав и прорезает массив розовых гранитов, обнажающихся из-под толщи юрских песчаников.

Долина имеет V-образный поперечный профиль и становится при этом закрытой благодаря выступам склонов. Рыхлые отложения представлены аллювием низких террас и лавинно-осыпными образованиями. В устьях ручьев сохранились участки более высоких террас (до 18—22 м) и связанных с ними пролювиальных конусов. Выпуклые склоны круты, скалисты, изрезаны мелкими долинами ручьев, которые имеют V-образные, глубоко врезанные низовья, а в пределах выположенных междуречий структурного среднегорья переходят в полого-склонные ложбины.

В морфологии этого отрезка долины все же сохранились признаки пребывания ледника более ранних стадий позднелейстоценового оледенения. Они видны в сложном строении поперечного профиля долины, склоны которой имеют перегибы. Четко выражены два перегиба: верхний на высоте порядка 350—400 м (переход от 22—26 к 40—48°) и нижний на высоте 60—80 м (переход от крутых склонов к почти отвесным). Нижний перегиб отделяет современную узкую и закрытую водно-эрозионную долину от широкой, открытой и спрямленной. По-видимому, по более древней открытой долине двигался ледник, имевший мощность 300—350 м. Его трог был врезан в граниты, но верхние участки склонов над ледником формировались в толще песчаников и гравелитов юры. Они выполаживались перигляциальными процессами к поверхности ледника, в результате чего и получился верхний перегиб склона. В некоторых местах на этой высоте сохранились галечно-гравийно-песчаные отложения, накапливавшиеся вдоль края ледника, интенсивно таявшего в теплое время года. Образовывались своеобразные террасы, подобные камовым.

Приведенные факты свидетельствуют, что последней группе стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ), экзарационная деятельность которых зафиксирована лавами, предшествовала еще одна группа стадий того же оледенения ( $Q_3^2$ ). Первый максимум ледниковой эпохи позднего плейстоцена был несколько сильнее второго, но, в общем, близкий ему по масштабам ледниковых явлений. Вместе взятые, они представляли последнюю ледниковую эпоху, большая длительность которой (не менее 60 тыс. лет) не вызывает теперь сомнения.

В первый максимум позднеплейстоценового оледенения Малкинский ледник приближался к устью р. Харбаз. Ниже долина становится еще уже с резко выпуклыми склонами, и перегибы к открытой спрямленной долине располагаются на большой высоте. Поэтому ниже устья р. Харбаз можно говорить только о следах более древних ледниковых эпох, трог которых сильно приподняты и переработаны водными потоками и склоновыми процессами.

Следы позднеплейстоценового оледенения своеобразно представлены также в верховьях левых притоков Малки, протекающих в пределах юрской депрессии — р. Харбаз, начинающейся с отрогов Бокового хребта и р. Хасаут, выработанной вдоль подножия Скалистого хребта. Обе долины сохранили в верховьях следы небольших и малоактивных ледников, деятельность которых сочеталась с господством перигляциальных процессов на окружающих пространствах. Стадийность оледенения здесь не прослеживается.

В ледниковую эпоху позднего плейстоцена в главную долину поступало огромное количество обломочного материала по всем каналам: из верховий, по притокам, со склонов. Мощный поток талых вод тащил его вниз по долине. Обрывки валунно-галечных террас, синхронных второй группе стадий позднеплейстоценового оледенения высотой от 20 до 50 м, появляются близ устья р. Хасаут. В валунах представлены все породы, пересекаемые выше долиной, но крупные размеры имеют валуны и окатанные глыбы розовых гранитов — пород, которые обнажаются ближе других. Породы, принесенные из более отдаленных участков, представлены в основном мелкими валунами и гальками.

Факт быстрого измельчения обломочного материала при переносе его водными потоками очень показателен и прослежен нами на многочисленных примерах. Он может быть использован при определении следов древнего оледенения и границ распространения долинных ледников, которые, в противоположность рекам, могут переносить крупный обломочный материал на большие расстояния, почти не измельчая его. Хорошая окатанность валунов и глыб объясняется тем, что бурные потоки талых ледниковых вод несли много мелкого обломочного материала и обтачивали им крупные обломки, влекомые потоком по дну долины. Ниже Скалистого хребта, по мере того как среднегорный рельеф (структурный и аструктурный) сменяется структурным низкогорьем, долина начинает расширяться; по ее дну при этом появляются все более высокие террасы.

Представление о высоте и распространении террас дают поперечные профили, проложенные в районах населенных пунктов: Хабаз, Каменноостское, Сармаково и Малка (рис. 18, в, г). Их внимательное изучение и сопоставление приводит нас к следующему выводу: первая группа стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^2$ ) представлена в предгорьях у с. Хабаз останцами сильно размытых террас высотой 48—50 и 60—70 м, которые при выходе на равнину не превышают соответственно 40—42 и 48—52 м. Характерным для обеих террас являет-

ся 24-метровый слой лессовидных суглинков, отсутствующий на более низких террасах.

Второй группе стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ) у с. Хабаз соответствуют 22—24, 30—32, 38—40-метровые террасы, снижающиеся к предгорной равнине (у с. Малки) до 14—16, 20—22, 28—30 м. Позднеледниковым стадиям ( $Q_3^4$  —  $Q_4^1$ ) синхронны террасы у с. Хабаз от 10 до 18 м, у с. Малки — от 6 до 12 м. И, наконец, с позднеголоценовыми ( $Q_4^2$ ) стадиями сопоставляются ступени самых низких террас: у с. Хабаз — от 2 до 7 м, на равнине — от 1 до 4,5 м.

Каждая группа стадий — это время усиленного выноса обломочного материала из гор к их окраине и на равнину. Каждая стадия — это отдельная волна или пик усиленного выноса, которому должна соответствовать у подножия гор некоторая толща, слагающая террасу или одну из ее ступеней. Они отделены друг от друга четкими уступами в молодых аккумулятивных формах и утрачивают их при достаточно длительном воздействии на поверхности плоскостных процессов.

Вынос материала усиливался во время оледенения вследствие нескольких причин: во-первых, ледники несли обломки пород к окраине горной страны, во-вторых, потоки талых вод обладали возросшей силой транспортировки взвешенного и влекомого материала и, в-третьих, разрушение коренных пород шло энергичнее, чем в настоящее время.

Над позднеплейстоценовыми террасами, которые заполняют современное дно долины у с. Сармаково, можно видеть 90-метровые холмы (относительная высота над рекой), прислоненные к коренному склону. Они сложены крупными валунами кристаллических пород и, возможно, относятся уже к среднему плейстоцену, так как перенесены к окраине гор мощным долинным ледником. Мелкообломочный материал вынесен из отложений талыми водами.

Выше по склону располагаются ступени — цоколи видоизмененных террас (120—130 м и выше), покрытые суглинками, включающими редкую гальку. Валунно-галечные отложения снесены с них во время последнего оледенения, когда солифлюкция и другие перигляциальные процессы усиливали плоскостную денудацию со склонов и междуречных пространств.

При выходе на предгорную равнину широкое распространение получают аккумулятивные террасы среднего плейстоцена от 60—70 м и выше. Среди них видное место занимают 100-метровая и 180-метровая террасы.

Огромное количество грубообломочного материала, слагающего у подножия гор высокие террасы, могло быть вынесено на равнину только благодаря деятельности очень крупных ледников и мощных потоков талых вод, значительно больших размеров, чем в эпоху позднеплейстоценового оледенения. Возможно, в максимум своего распространения ледники по Малке подходили к участку, где теперь расположено Сармаково.

Большая площадь, занимаемая высокими террасами, свидетельствует о том, что у подножия гор во время максимального оледенения создавались условия, способствовавшие аккумуляции флювиогляциального материала. Надо полагать, что эти условия создавались не только усиленным выносом и перегруженностью рек обломками, но в той же мере тектоническим режимом — некоторым проседанием горной области и ее подножий под ледяной нагрузкой.

Долина р. Баксан начинается у южного подножия Эльбруса, из ледников его южного и юго-восточного склонов, и до устья р. Адыл-

су проходит по продольной депрессии вдоль разлома и полосы дробления, отделяющих Водораздельный хребет от Бокового.

Баксан — бурная многоводная река, быстро увеличивающая мощность вниз по течению, так как принимает ряд больших притоков справа от ледников Главного хребта — рек Донгузорун, Юсеньги и Адылсу. Последняя из них течет от ледников Джанкуат и Шхельдинского навстречу Баксану по той же продольной депрессии. Сливаясь с ней, главная река делает резкий поворот под углом 70—75° и уходит в сто-

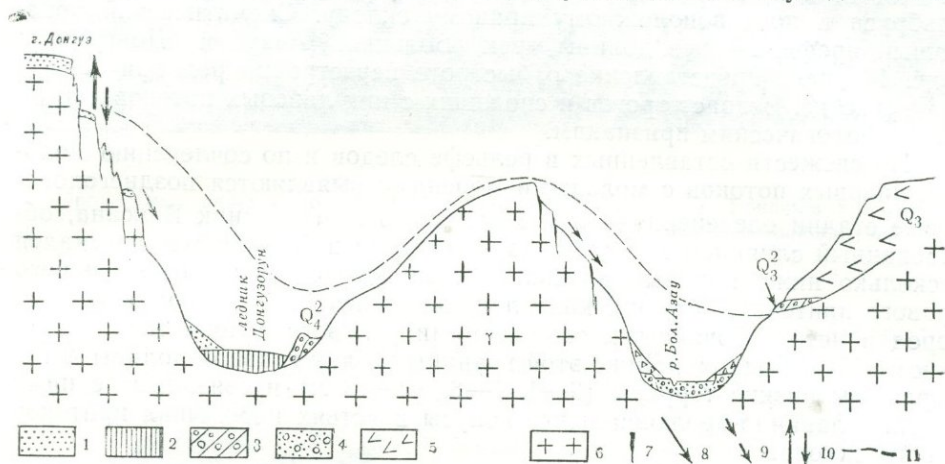


Рис. 10.

Поперечный профиль в верховьях р. Баксан:

1 — фирново-ледяные толщи, 2 — глетчерный лед, 3 — морена, 4 — флювиогляциальные отложения, 5 — молодые лавы, 6 — кристаллические и метаморфические породы, 7 — открытые тектонические трещины, 8 — знак отседания и обрушивания глыб коренных пород и фирново-ледяных толщ, 9 — знак отседания и солифлюкционного оползания глыб коренных пород и рыхлых продуктов выветривания, 10 — знак интенсивных взбросово-сбросовых движений, 11 — контуры древнего рельефа

рону предгорной равнины по поперечному разлому и сопровождающей его полосе трещиноватости.

На протяжении 40 км р. Баксан течет среди хребтов аструктурного высокогорья, которые окружают главную и боковые долины, питают их ледники и реки, подходят снежными вершинами к самой долине (вершины Андырчи и Курмычи), создавая большие контрасты рельефа: высота гор в верховьях Баксана 3800—4600 м, отметки дна главной долины 1600—2300 м. Распространены кристаллические породы, среди которых преобладают гранитогнейсы, граниты и метаморфические сильно дислоцированные сланцы, инъецированные кварцем. Резко выражена разрывная тектоника.

Об очень большой интенсивности процессов разрушения свидетельствует контрастность рельефа и господство по дну и склонам долины исключительно крупнообломочного материала, в большинстве случаев неокатанного и несортированного, переполненного глыбами (подножия стены Донгузорун, долина Шхельды и т. д.).

К северу от массива Джанлыкбаши горы начинают снижаться, и Баксан близ устья р. Герхожан вступает в область структурного среднегорья юрской депрессии, затем Скалистого хребта, за ним Пастбищного.

Само верховье долины у подножия вулкана, где главная река носит название Большой Азау, интересно в том отношении, что дает представление о сочетании повторявшихся наступаний ледников с вулканическими извержениями. До устья левого притока р. Терскол долина проходит по границе вулканического массива с отрогами Главного хребта: слева — лавы Эльбруса, справа — кристаллические породы осевой зоны. Лавы неоднократно сползали в трог, выработанные ледниками различных стадий, заставляя главную долину отклоняться от подножия Эльбруса к противоположному правому склону. Схематический поперечный профиль через долины рек Большой Азау и Донгузорун (рис. 10) дает представление о быстрой перестройке рельефа гор на этом участке. Возраст трогов и сползших с них лавовых потоков дан по геоморфологическим признакам.

По свежести оставленных в рельефе следов и по сочленению молодых лавовых потоков с молодыми моренами выявляются позднеголоценовые стадии оледенения —  $Q_4^2$ . В первую из них ледник Баксана, образованный слиянием ледников Азау, Терскол и Донгузорун, спускался несколько ниже поляны нарзанов (устье висячей долины небольшого правого притока). Граница края ледника отмечена выступом коренных пород и несортированными отложениями у левого склона между нарзаном и дер. Бодаиха. Ниже этой границы по дну главной долины четко выражены низкие террасы (3—4, 7—8, 10—12 м) и связанные с ними тройные лавинно-пролювиальные конусы в устьях небольших притоков левого склона.

В следующую голоценовую стадию ледники Азау, Терскол и Донгузорун не сливались вместе. Они заканчивались выше, в пределах своих долин. Ледник Азау сливался с ледником Гарабаши, но не достигал устья Терскола. От этой стадии сохранилась морена, на поверхности которой располагается поляна Азау. К морене примыкает гляциально-селевой конус Гарабаши, образовавшийся при сокращении второй голоценовой стадии.

В последнюю, третью, голоценовую стадию с максимумом в XVII—XVIII вв. ледник Большой Азау выходил из каньона и спускался почти до устья Гарабаши, не распространяясь на всю ширину долины, благодаря чему морена предыдущей стадии и сохранилась вдоль левого склона.

Геоморфологические наблюдения подтвердили сделанный выше вывод о том, что позднеголоценовые стадии оледенения сочетались с молодыми вулканическими излияниями Эльбруса. Каньон Большой Азау, в частности, выработан в голоценовых лавах, неоднократно сползавших в трог, сформированный ледником в конце позднеплейстоценового оледенения.

По долине р. Адылсу голоценовые стадии оставили тоже весьма значительный отпечаток в морфологии дна. Здесь не наблюдалось вулканической деятельности, но чрезвычайно резко проявились дифференцированные подвижки этого времени, чем объясняется огромное количество остроребрых глыб, вынесенных ледниками, прежде всего ледником Шхельды. В первую позднеголоценовую стадию этот ледник, переполненный материалом тектонико-гравитационных обрушиваний, выходил в долину Адылсу и подпруживал флювиогляциальные воды ее верховий, о чем свидетельствует озерная терраса у правого склона против устья Шхельды (ледник Джанкуат оканчивался выше).

Широтный отрезок долины Баксана между устьями притоков Терскол и Ирик запечатлел в рельефе события не только недавнего, но и более отдаленного времени. Правый склон этого отрезка, над которым



Рис. 11.  
Продольный отрезок долины р. Баксан между Главным и Боковым хребтами.  
Над правым склоном — поверхность гляциального выполаживания

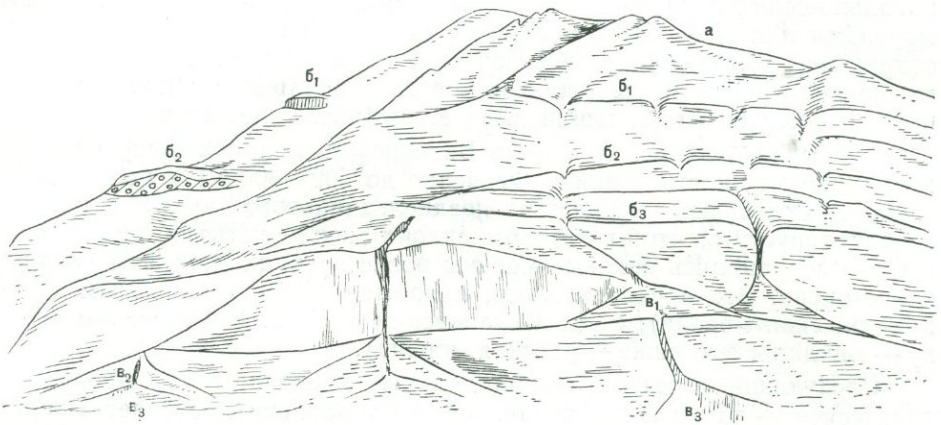


Рис. 12.  
Левый склон того же отрезка долины Баксан:  
а — следы выполаживания максимальных стадий позднеплейстоценового оледенения; б<sub>1</sub>, б<sub>2</sub>, б<sub>3</sub> — террасы отседаний и нивально-солифлюкционного оползания позднеледниковых стадий; в<sub>1</sub>, в<sub>2</sub>, в<sub>3</sub> — лавинно-пролювиальные конусы и нивально-солифлюкционные террасы позднеголоценовых стадий

возвышаются отроги Главного хребта, очень высок и крут. Он осложнен тектонико-гравитационными отседаниями, изрезан лавинными желобами, вдоль подножия тянутся лавинно-осыпные и лавинно-пролювиальные конусы обычно очень большой величины. На участках усиленной лавинной деятельности вместо обычных террас сформировались лавинно-осыпные террасы, имеющие наклон поверхностей к тальвегу долин. По существу это подрезанные рекой лавинно-осыпные шлейфы.

С высоты 2700—2900 м морфология склона, как и соседних с ним склонов боковых долин, существенно изменяется (рис. 11). Они выполаживаются и отличаются меньшей интенсивностью линейного расчленения (перегиб проходит примерно у верхней границы лесного пояса). Мы относим время формирования выположенного рельефа верхнего яруса высокогорий к максимальным стадиям позднеплейстоценового оледенения, а глубокое линейное расчленение и создание современной морфологии крутых склонов нижнего яруса — к позднеледниковому и послеледниковому времени.

Левый склон долины Баксана на том же отрезке, имеющий южную экспозицию, запечатлел последовательность оседания главного ледника при сокращении позднеплейстоценового оледенения (рис. 12). В нем прослеживаются уступы с относительными высотами: 220—250, 120—130, 80—90, 50—60 м.

Поверхность ледника служила базисом деятельности перигляциальных процессов, разъедавших склон по мере того, как он освобождался от фирново-ледяного покрытия. Благодаря господству мерзлоты, устойчивого снежного покрова и сильной тектонической раздробленности коренных пород их разрушение протекало энергично. Большую роль при этом играли отседания и обрушивания участков (ступенчатые и в виде амфитеатров). Профиль склона менялся: из резко выпуклого, выполненного вверху, он перестраивался в вогнутый — очень крутой, скалистый в привершинной части и более пологий внизу над ледником, где, кроме того, скапливались оползавшие и ссыпавшиеся продукты выветривания. Вдоль края ледника формировались нивально-осыпные и нивально-солифлюкционные террасы, обычно называемые боковыми моренами или моренами оседания. Они фиксируют последовательность сокращения оледенения, что в верховье долины, зажатой между высокогорными хребтами, выражалось вначале сокращением мощности ледника, поскольку отступающий язык его располагался ниже.

Учитывая большую мощность Баксанского ледника в верховье (современная мощность ледника Федченко до 700—800 м) и большую активность склоновых процессов позднеледникового времени, вряд ли можно допустить, чтобы на этом склоне между устьями рек Терскол и Ирик сохранились боковые морены более древних эпох, чем позднего плейстоцена. Это предполагалось, например, С. П. Соловьевым (вверху — рисская морена), Е. Е. Милановским и Н. В. Короновским (вверху — миндальская, ниже — рисская морена).

Следующий отрезок главной долины расположен за продольной депрессией — там, где р. Баксан, меняя направление, вступает в полосу трещиноватости поперечного разлома. За поворотом долина расширена, а ее трогообразная форма изменена склоновыми и аккумулятивными процессами до ящикообразной. Коренное дно переуглублено, мощность рыхлой толщи порядка 200 м (по аналогии с верховьем Кубани). Нужно думать, что переуглубление долины и формирование трога на этом участке произошло в последний максимум позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ).

Боковые долины открываются к главной высокими устьевыми ступенями (относительная высота 250—300 м), прорезанными ущельями. За ними боковые долины приобретают форму ясно выраженных трогов с остатками морен на устьевых ступенях и местами у подножия склонов. Морена заключительных стадий позднеплейстоценового оледенения лучше всего сохранилась в долине р. Ирик у левого склона за ригелем, над которым она поднимается еще на 250—300 м.

Таким образом, в последний максимум позднеплейстоценового оледенения Баксанский ледник был древовидным. Его мощность в переуглубленном участке трога была около 500 м в момент, когда ледник начал утрачивать активность и вдоль склонов стали формироваться лавинно-осыпные террасы. Ниже устья р. Ирик остатки такой террасы, сложенной несортированным мореноподобным материалом, поднимаются до относительной высоты 250—270 м. Чтобы получить мощность Баксанского ледника, к этой цифре мы прибавили 200 м — величину, на которую коренное дно трога, по-видимому, опущено относительно

современного аккумулятивного дна. Мощность боковых ледников, судя по Ирикской морене, достигала в это время 250—300 м.

Главным элементом рельефа аккумулятивного дна рассматриваемого отрезка долины являются крупные пролювиально-флювиогляциально-селевые конусы, расположенные перед ущельем каждой боковой долины (рек Ирик, Сылтрансу, Кыртык, Адырсу и др.). Они представляют собой типичное образование заключительных стадий позднеледникового времени. Конусы сильно вдаются в пределы главной долины, заставляя Баксан отклоняться то к правому, то к левому склону. Строе и микрорельеф поверхностей конусов различны: в одних случаях наблюдается неокатанный и несортированный грубообломочный материал и всхолмленная поверхность конусов (большая роль селевых потоков и лавин), в других случаях несортированные отложения переслаиваются с валунно-галечными и гравийно-песчаными, а поверхность конусов ровная, полого снижающаяся к периферии (большая роль постоянных потоков). Высота конусов от 20 до 50 м в обрывах над рекой и до 90 м при выходе боковых долин в главные.

Отдельного упоминания заслуживает долина р. Андырчи, короткая, с очень крутым падением дна и признаками сильного тектонического дробления пород в ступенчатых склонах. Морфоскульптура вершин Андырчи и Курмычи всецело подчинена трещинной тектонике.

На дне главной долины перед устьем Андырчи располагается вал, получивший название вала Тюбеле.

Его генезис объясняли различно, принимая за конечную морену Баксанского ледника (Рейнгард, 1939; Соловьев, 1932) или ледника Адылсу (Ковалев, 1957) либо за селевый вынос из долины Андырчи (Клопов и Клопова, 1946).

Подробное рассмотрение этого образования было дано в работе Н. В. Короновского и Е. Е. Милановского (1960), с выводами которых приходится согласиться. По-видимому, в основании вала лежит морена главного ледника, формировавшаяся при активном выносе материала из долины Андырчи. Она сохранилась у левого склона долины Баксана и на большей площади погребена под несортированными мореноподобными отложениями (рис. 13), выброшенными на долины Андырчи, надо полагать, гляциальными селями. Обильное поступление обломочного материала из боковых долин вообще типично для времени отступления главных ледников.

Ниже устья р. Ирик главная долина помимо самых низких голоценовых террас, несколько снижающихся по сравнению с верховьем, имеет и более высокие флювиогляциальные террасы, с которыми сочленяются упомянутые флювиогляциально-селевые конусы. Довольно закономерное появление все более высоких террас и конусов помогает наметить три стадии в развитии Баксанского ледника, относимых нами к позднеледниковому времени ( $Q_3^4$ — $Q_4^1$ ). Границы края ледника проходили: 1) близ устья р. Ирик, где появляется 12—15-метровая терраса, 2) близ устья р. Андырчи — отмечена высокими конусами и 18—22-метровой террасой, 3) выше устья р. Герхожан — соответствует 28—32-метровой террасе.

В позднеледниковое время Баксанский ледник не выходил за пределы типичного высокогорья, что вообще характерно для Приэльбрусского района. Выше устья Герхожансу в полосе Тырнаузского разлома типичное высокогорье сменяется сниженным высокогорьем, которое в свою очередь ниже устья той же реки уступает место структурному среднегорью.

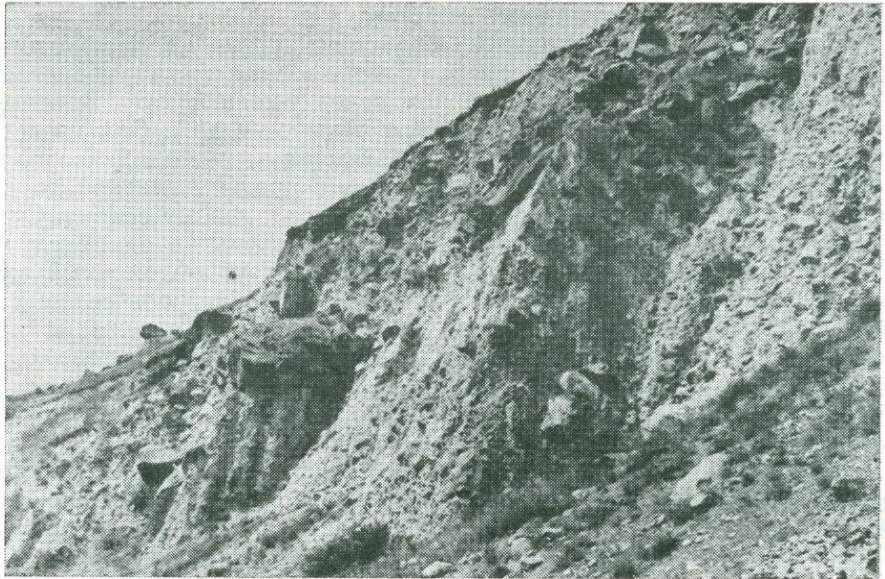


Рис. 13.

Несортированные суглинки вала Тюбеле перед устьем долины Андырчи

Ясные черты ледниковой морфологии главная долина начинает утрачивать, приближаясь к южному подножию Скалистого хребта. Однако и здесь местами сохранились остатки прежнего трога. Так, в устье р. Кестанты имеется выступ коренного дна — ригель с двумя ступенями. Сниженная часть ригеля (относительная высота 50—100 м), на которой разбросаны валуны и галька кристаллических пород из размытой морены, по-видимому, относится к ледниковой долине второй группы стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ). Более высокая ступень (около 200 м), примыкающая к правому склону, заметно расчленена и не сохранила рыхлых отложений. Мы склонны считать ее останцом дна трога, сформированного в первую половину той же ледниковой эпохи ( $Q_3^2$ ).

Ниже ригеля в устье р. Кестанты появляется 50-метровая терраса, сложенная почти не сортированными отложениями очень разнообразного петрографического состава. Из них вынесена большая часть мелких частиц (глинистых, пылеватых, мелкопесчаных). Наряду с окатанными глыбами из гранитов, гнейсов, кристаллических сланцев и других пород в отложениях присутствует большое количество гальки и гравия, заполняющих в беспорядке пространства между крупными обломками. Хорошая окатанность глыб и валунов объясняется тем, что пульсирующие потоки талых вод несли большое количество мелкого материала во взвешенном состоянии и обтачивали им малоподвижные крупные обломки.

Такие отложения являются до известной степени промежуточными между типичной мореной и типичными флювиогляциальными образованиями. Мы называем их флювиогляциальными отложениями в приледниковой фации. Террасу в устье р. Кестанты, возможно, следует отнести к континентальной дельте по терминологии, примененной к Кав-

казу Г. И. Горецким (1962). Время ее формирования — начало сокращения второй группы стадий позднеплейстоценового оледенения. Следовательно, в устье р. Кестанты проходила граница Баксанского ледника при начавшемся сокращении этого оледенения, на переходе к позднеледниковому времени. В. П. Ренгартен (1915), а за ним и другие исследователи считали этот участок главной границей ледника в вюрмскую ледниковую эпоху.

Действительно, вступая в область распространения куэстового рельефа, долина р. Баксан утрачивает признаки трога. Скалистый хребет она пересекает довольно узким каньоном, в крутых склонах которого до высоты 100—120 м заметны неглубокие ниши — следы работы воды. Следовательно, на протяжении длительного времени долина здесь формировалась глубинной эрозией реки, мощность которой во время оледенения возрастала. Однако на высоте 100—120 м в поперечном профиле виден перегиб, выше которого долина несколько расширяется и спрямляется, склоны становятся более ровными и оглаженными. Этот факт приобретает значение в связи с тем, что ниже каньона на правом склоне на высоте от 120 до 180—200 м над р. Баксан находится гряда валунных отложений с крупными окатанными глыбами кристаллических пород — остатки перемытой морены. По-видимому, сюда доходил ледник в максимум второй половины позднеплейстоценового оледенения. Он пересекал Скалистый хребет, тогда как ледник следующей стадии кончался в устье р. Кестанты.

При выходе из ущелья Скалистого хребта правый склон долины террасирован, причем террасы высотой до 120—130 м морфологически достаточно хорошо выражены и обломочный материал в отложениях сохраняет свежесть. Это дает основание относить их к позднему плейстоцену, подразделяя на две части: более высокие с покровом суглинков — к первой группе стадий, более низкие без покрова — ко второй группе стадий позднеплейстоценового оледенения. На этом участке, возможно, формировалась континентальная дельта максимума второй группы стадий.

Выше 120—130 м террасы сильно размыты, плохо выражены в рельефе, но валуны и галька встречаются в суглинках до высоты 300 м включительно, где располагается широкая ровная поверхность. Морфологическая нарушенность форм склоновыми процессами, также сильная выветрелость гальки свидетельствуют в пользу отнесения высоких террас к среднему плейстоцену. Длительное воздействие перигляциальных процессов в течение всей позднеплейстоценовой ледниковой эпохи должно было изменить рельеф и отразиться на состоянии обломочного материала, подвергшегося выветриванию.

По мере снижения гор занятое террасами дно расширяется. Слева от реки тянется джанхотекская, или гунделенская 40-метровая терраса — продолжение 50-метровой террасы устья Кестанты. Выше с. Джанхотеко, при выходе из гор к этой террасе, в левом склоне имеется участок с размытыми высокими террасами и уцелевшими на них окатанными валунами и глыбами кристаллических пород, встречающимися до высоты 180 м. Считая их остатками перемытой морены или флювиогляциальных приледниковых скоплений, мы принимаем это место за границу Баксанского ледника в первую половину позднеплейстоценового оледенения. Ниже по долине следов такого рода краевых образований, которые можно было бы принять за остатки размытой континентальной дельты, нами не обнаружено. Ниже устья р. Гунделен по главной долине хорошо выражены террасы низкого комплекса (рис. 14).

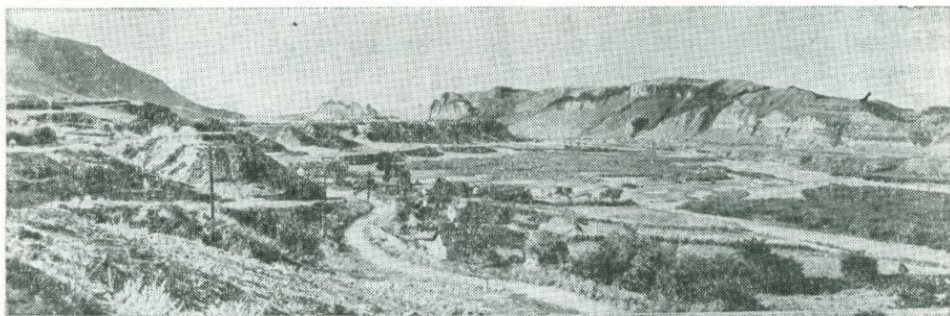


Рис. 14.  
Долина р. Баксан перед выходом на предгорную равнину

При выходе Баксана на предгорную равнину, в окрестностях селений 1-й, 2-й, 3-й Кызбурун, вдоль левого берега, начиная от с. Заюково, прослеживаются обнажения, вскрывающие строение террас нескольких комплексов (рис. 18, д, е). Террасы низкого комплекса, относимые ко второй группе стадий позднеплейстоценового оледенения, представлены рядом последовательно снижающихся близких по высоте ступеней (32—36; 24—26; 18—20 м), к которым примыкают, продолжая тот же ряд, позднеледниковые террасы (11—13; 8—10; 6—7 м) и, наконец, голоценовые (4—5; 2—2,5; 1—1,2 м). Все террасы сложены галечно-валунным материалом. Маломощный слой суглинков на 32—36-метровой террасе, по-видимому, смыт с более высоких террас делювиальными процессами и стратиграфического значения не имеет. Такое последовательно снижающееся расположение близких друг другу по высоте террас в общем одинакового строения и близкого гранулометрического состава говорит о том, что вторая половина позднеплейстоценового оледенения имела ясно выраженный максимум, после которого происходило пульсирующее сокращение ледников, продолжавшееся в позднеледниковое время.

Более высокие террасы (45—50 и 60—70 м) имеют покров суглинков пористых легких желтовато-светло-палевых, карбонатных, мощностью 20—22 м, залегающих на валунно-галечных отложениях с преобладающим размером валунов 20—30 см в диаметре. Поскольку эти террасы существенно отличаются от более низких, но располагаются непосредственно над ними, то мы относим их к первой половине позднеплейстоценового оледенения. Основываясь на количестве террас и их строении, можно предположить, что первая половина позднеплейстоценового оледенения имела два максимума, сопровождавшихся интенсивным выносом из гор обломочного материала и довольно быстрым прогибанием подножий, где этот материал отлагался. После каждого из максимумов наступали промежутки малой активности выноса и малой активности прогибания подножий, что и вызывало аккумуляцию суглинков над обычными для этих мест валунно-галечными толщами. Большая мощность суглинков говорит о значительной длительности спокойных этапов, возможно, более продолжительных, чем бурные этапы.

Немалый интерес представляет собой также комплекс высоких террас от 80—90 до 180 м и выше, относимых нами к среднему плейстоцену. В морфологическом отношении их отличает отсутствие ясно выра-

женных бровок и четких границ между отдельными ступенями. В результате длительного воздействия плоскостных процессов поверхности террас приобрели общий для всех пологий наклон в сторону главных долин и пологую волнистость, вызванную расчленением всего массива неглубокими широкими ложбинами.

В строении террас тоже отмечаются важные особенности. Во-первых, они имеют высокий доколь из верхнеплиоценовых вулканогенно-обломочных пород, повышающийся в сторону гор. Во-вторых, залегающие на доколе валунно-галечные отложения, перекрытые светло-желтыми лессовидными суглинками, изобилуют крупнообломочным материалом. Он заметно крупнее, чем в более низких террасах, представлен валунами различных размеров, хорошо окатанными глыбами. Петрографический состав пород разнообразный, в крупных валунах и глыбах преобладают граниты.

Поскольку галечно-валунно-глыбовые отложения промыты, хорошо окатаны и залегают на террасах, они не являются селевыми и, следовательно, могут быть только флювиогляциальными. Выше неоднократно подчеркивалось, что в горных долинах передвижение грубообломочного материала на большие расстояния без размельчения осуществляется в основном ледниками. И здесь мы вновь встречаемся с фактами, подтверждающими это положение.

В максимум среднеплейстоценового оледенения Баксанский ледник подходил очень близко к предгорной равнине, спускаясь языком ниже устья р. Гунделен. У его края, начиная от места, где сейчас расположен нижний край с. Заюково, формировалась серия приледниковых флювиогляциальных террас с валунами и глыбами, принесенными с верховий в неразмельченном виде.

Большая мощность флювиогляциальных отложений вдоль северной окраины гор, измеряемая 40—50 м, объясняется тем, что их накопление происходило при прогибании подножий, временами сменявшемся поднятием (прислоненное залегание разновозрастных толщ). Видимо, разрастание и сокращение оледенения сопровождалось появлением на общем фоне тектонических движений мелких колебательных ритмов гляциоизостатического генезиса с амплитудой в первые десятки метров.

Долина р. Кубани начинается на западных склонах Эльбруса из ледников, питающих одноименные реки: Уллукам (собственно верховье Кубани), Битюктыбе и Кюкюртлю (истоки Уллухурзук), но вслед за тем получает большое количество притоков от Главного хребта (Уллуозень, Кичкинекол, Узункол), меньшее — от Бокового хребта.

В пределах аструктурного высокогорья как главная, так и боковые долины имеют открытую спрямленную форму с корытообразным и трогаобразным поперечным профилем в верховьях, ниже измененным до ящикообразного (преобладанием аккумуляции), на некоторых участках до V-образного (преобладанием глубинной эрозии). Крутые склоны долин интенсивно разрушаются морозным и нивальным выветриванием, лавинно-осыпными и солифлюкционными процессами, деятельностью временных и постоянных ручьев.

Короткий трог Уллукам выходит к продольной депрессии, разделяющей Главный и Боковой хребты, 180-метровой устьевой ступенью, в которой река пропилила узкое ущелье. Ниже современного ледника Уллукам прослеживаются три свежие границы наступания за последние тысячелетия. В первую голоценовую стадию ледник оканчивался над упомянутой устьевой ступенью, где он оставил морену, лежащую на коренных оглаженных льдом породах и перекрытую лавинно-осыпными отложениями. Следовательно, здесь мы находим зафиксированное

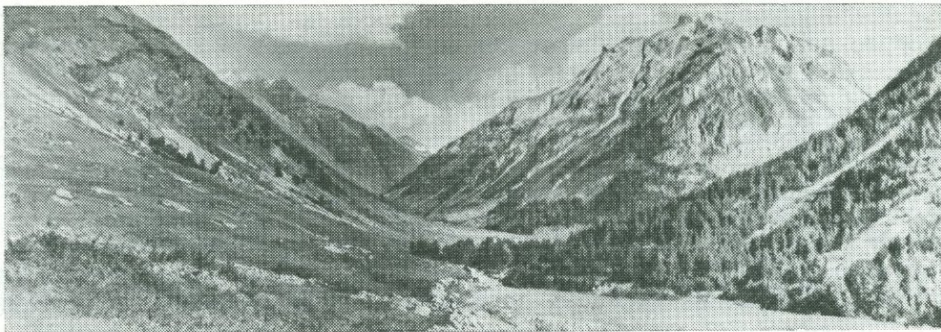


Рис. 15.  
Корытообразная долина верховья р. Кубани между Главным и Боковым хребтами

в отложениях доказательство того, что отступление ледника по дну долины сопровождалось освобождением соседних склонов от фирново-ледяного покрова. Оголявшиеся трещиноватые породы энергично разрушались нивальными и мерзлотными процессами. Сносимый со склонов лавинами и солифлюкцией рыхлый материал накапливался вдоль края ледника, терявшего активность. Формировались лавинно-осыпные террасы, сложенные мореноподобным материалом, но отличающиеся от подлинной морены однообразием петрографического состава обломков.

В долине Уллукама имеются новые доказательства того, что позднеголоценовые стадии оледенения сочетались с вулканическими излияниями Эльбруса — останцы размытого конуса, сложенного вулканогенно-обломочным материалом, перед ущельем в устьевой ступени. Однако следы как голоценовой, так и позднеледниковой вулканической деятельности богаче представлены по другим долинам западного склона — Битюктубе и Кюкюртлю.

В пределах продольной депрессии, разделяющей Главный и Боковой хребты, долина Уллукама — широкая, корытообразная с лавинно-осыпными террасами и большими флювиогляциально-селевыми конусами по дну (рис. 15). На этом отрезке трог выработан ледником позднеледниковых стадий.

Благодаря большой высоте (дно долины имеет отметки 2100—1800 м, соседние вершины — до 3600—3800 м) на левом склоне северной экспозиции можно наблюдать последовательность его недавнего линейного расчленения. Участки склона, только что освободившиеся от фирново-ледяных толщ, отличаются монолитностью, имеют довольно гладкие поверхности. Лавинные желоба, кары, снегосборные воронки отсутствуют либо только закладываются по тектоническим трещинам. На других участках этот процесс зашел дальше, что отражено в морфологии лучше сформированных каров и лавинных желобов с большими конусами в устьях.

Правый склон того же отрезка долины, имеющий меньшую высоту (до 3100—3300 м) и южную экспозицию, испытал более глубокое расчленение, проникшее в его пределы в позднеледниковое время. Склон прорезан V-образными долинами, на всем протяжении имеет мелкоскальную скульптуру, кары утратили типичную форму.

Ниже устья р. Кичкинекол корытообразное дно главной долины осложнено эрозионным врезом, вследствие чего ее поперечный профиль постепенно перерастает в V-образный.

Флювиогляциальные террасы голоценовых стадий (4—6; 7—9; 11—13 м) занимают неширокую полосу вдоль русла реки. Позднеледниковые стадии запечатлены лавинно-осыпными террасами и сочлененными с ними флювиогляциально-селевыми конусами; хорошо выражены два уровня с относительными высотами 50—70 и 110—130 м, отмечающие мощность ледника главной долины при его сокращении.

У места слияния р. Уллукам и р. Узункол, образующих р. Кубань, с особой ясностью виден ледниковый генезис долины. Коренное дно здесь образует выступ, на поверхности которого сохранились следы экзарации в виде отполированных льдом скальных выступов, напоминающих бараньи лбы. Река течет в узкой трубе, врезаясь в ригель на глубину от 46 до 85 м.

Долина р. Уллукам подходит к месту слияния по продольной депрессии. От главного хребта по поперечному разлому к ней выходит долина р. Узункол. Долина образовавшейся после слияния Кубани продолжает направление Узункола и устремляется на север по тому же поперечному разлому, пересекая Боковой хребет и следующие тектонико-геоморфологические зоны северного склона.

Упомянутый ригель расположен как раз на повороте главной долины. Ясно выраженная в этом месте форма трога прослеживается вверх по Узунколу до самых верховий, где можно видеть границы трех голоценовых стадий, а несколько ниже их еще две границы позднеледниковых стадий. В более раннюю позднеледниковую стадию ледник Узункол выходил в главную долину, перетекая через ригель, чем и объясняется свежесть следов экзарации на нем.

За ригелем долина Кубани расширяется. Ее плоское дно перегораживают огромные конусы (двойные и тройные), сформировавшиеся в голоценовые и позднеледниковые стадии в устьях притоков, стекающих со склонов Бокового хребта. Здесь начинается переуглубленный отрезок Кубанского трога, коренное дно которого в устье р. Уллухурзук находится на 200 м, а в устье р. Учкулан — на 170—180 м ниже урезом рек. Поскольку ледники позднеледниковых стадий заканчивались в основном выше этого отрезка долины либо заходили в него концами языков, то его выпахивание могло произойти только в максимальные стадии позднеплейстоценового оледенения, а именно во вторую группу стадий ( $Q_3^4$ ), которая предшествовала позднеледниковью. В то время по долине Кубани двигался большой ледник, образованный слиянием Уллукамского, Узункольского, Хурзукского и Учкуланского ледников. Он заканчивался около устья небольшого правого притока р. Кильянсу, где сохранились конечные ледниковые формы рельефа в виде серии высоких цокольных террас с остатками грубообломочных отложений. На всем протяжении от ригеля в устье Узункола до устья р. Кильянсу главная долина остается широкой и сохраняет открытую форму (рис. 16).

Ледник Кубани, принявший в себя льды с большой площади высокогорий, обладал высокой активностью. Главным же условием его эффективного воздействия на коренные породы ложа и бортов трога служила резко выраженная разрывная тектоника, тектоническая раздробленность пород, среди которых двигался ледник. Поэтому переуглубленный отрезок трога имеет не просто экзарационный, а тектонико-экзарационный генезис.

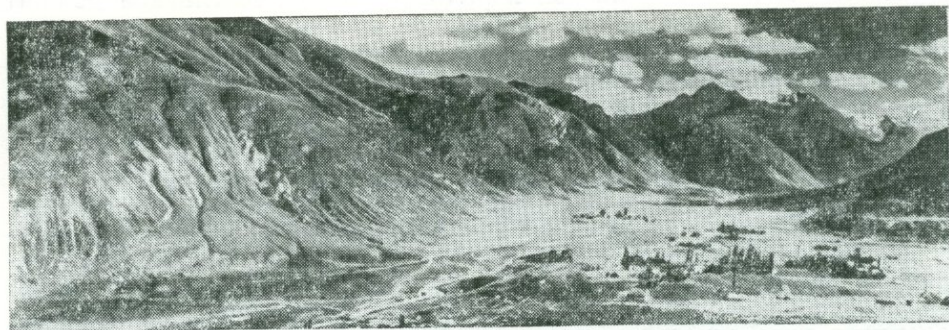


Рис. 16.  
Долина Кубани между устьями рек Уллухурзук и Учкулан

Дно переуглубленного трога между устьями рек Уллухурзук и Учкулан заполнено рыхлой толщей, в которой наблюдается чередование трех слоев грубообломочного материала (соответствует стадиям оледенения) с двумя слоями озерных илов и диатомитов (соответствует межстадиям позднеледникового времени). На поверхности дна между устьями рек Хурзук и Учкулан развиты низкие террасы. Самая высокая из них — 20—24 м — синхронная одной из позднеледниковых стадий; она прослеживается также в долине р. Тебедры на территории курорта (Щербакова, 1967).

Ниже устья р. Учкулан долина Кубани вступает в область среднегорного рельефа Лабино-Малкинской моноклинали. Питание ледника здесь резко сокращалось; попадая в более теплые микроклиматические условия, он начинал усиленно таять. Ледяной поток превращался в бурный поток флювиогляциальных вод, экзарация уступала место эрозии. Результаты этого процесса отражены в морфологии долины близ устья р. Кильянку.

По мере утонения ледника и утраты им выпаживающей способности на дне трога формировался выступ и отлагался вытаявающий изолда материал. Он тут же перемывался, переотлагался тальными водами, а более мелкий переносился ниже. Выше ригеля в переуглубленной части трога возникло озеро, интенсивно заносившееся обломочным материалом.

В устье р. Кильянку справа от реки располагается серия цокольных террас с высотами от 40 до 180 м. Они несут валунно-галечные отложения, переполненные окатанными глыбами. Поверхности террас имеют значительный наклон вниз по долине. Г. И. Горецкий (1962) находит возможным сравнивать подобные краевые образования горных долин с континентальными дельтами Кольского полуострова.

Над террасами по неровной пологонаклонной к реке поверхности коренных пород до относительной высоты 240—270 м разбросаны валуны и глыбы — остатки размытых несортированных и неокатанных отложений. Вместе взятый, этот комплекс форм и отложений отмечает границу распространения Кубанского ледника в максимум второй половины позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ). Снижающиеся цокольные террасы отмечают процесс врезания потока талых вод в коренные породы замыкающего ригеля, происходивший при сокращении оледенения.

За ригелем (с проксимальной стороны) в устье безымянного ручья, соседнего с ручьем Сво, имеется обнажение 200-метровой рыхлой тол-

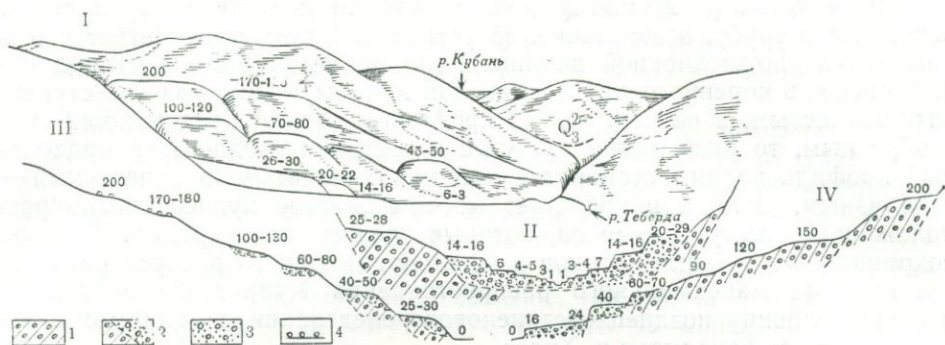


Рис. 17.

Схематические поперечные профили долины р. Теберды: I. Языковое расширение грабен-трога между Верхней и Нижней Тебердой, выработанное ледником во вторую группу стадий позднеплейстоценового оледенения; за ним просматривается открытая ледниковая долина первой группы стадий; II. Поперечный профиль аккумулятивного дна долины; III. Поперечный профиль левого склона над расширением; IV. Поперечный профиль правого склона в устье р. Джемагат: 1 — морена и мореноподобные несортированные отложения; 2 — сочетание морены с флювиогляциальными отложениями; 3 — слабо промытые валунно-галечные отложения; 4 — отдельные валуны и галька на цоколе размытых высоких террас

щи, заполнившей трог при отступании ледника. Внизу лежат валунные и галечно-валунные отложения, слабо сцементированные суглинисто-щебнистым заполнителем, с видимой мощностью 170—180 м. Преобладание кристаллических пород говорит о том, что материал вынесен по главной долине и представляет собой флювиогляциальные отложения ледника, который переуглубил трог и выработал замыкающий его ригель.

Валунно-галечные отложения перекрыты 100—120-метровой толщей несортированных суглинков, переполненных угловатыми обломками пород с соседнего склона. Они свидетельствуют о том, что вслед за максимальными стадиями оледенения началось интенсивное разрушение склонов перигляциальными процессами и поступающий со склонов материал заполнял подпруженную ригелем долину, ложась на флювиогляциальные отложения отступившего ледника.

Процесс заполнения переуглубленной и подпруженной долины лавинно-осыпными отложениями с интенсивно разрушавшихся склонов передавался далеко к верховьям и, в частности, отражен высокими террасами левого склона долины Уллухурзук (вдоль высокого северного склона Бокового хребта).

К 300-метровой толще описанных отложений в устье того же безымянного ручья прислонена валунная толща меньшей мощности, слагающая 40—50-метровую террасу. Фрагменты этой террасы встречаются довольно часто вверх по долине до самого устья р. Уллухурзук. Она сформировалась в конце второй группы стадий позднеплейстоценового оледенения перед началом позднеледниковья.

Итак, по долине Кубани граница распространения мощного древовидного ледника в его последний максимум выражена вполне ясно и убедительно благодаря возникновению языкового (цугового) бассейна. В менее яркой форме это повторяется в долине р. Теберды, где последний максимум распространения ледника отражен переуглубленным и расширенным участком трога между селениями Верхняя и Нижняя Теберда с серией разновысотных террас (рис. 17).

Ниже устья р. Кильянсу долина Кубани постепенно сужается и переходит в трубу, а еще ниже, за устьем р. Худес, приобретает черты обычной водно-эрозионной долины. Если до устья Кильянсу продольный профиль коренного дна ледниковой долины можно назвать ступенчато-волнистым, а ее поперечный профиль — корытообразным или трогаобразным, то ниже устья р. Худес в пределах среднегорья продольный профиль долины становится просто ступенчатым, а поперечный — V-образным. Долина приобретает многочисленные кулисообразно расположенные выступы склонов, которые делают ее закрытой. Террасы сохранились в устьях притоков и не имеют широкого распространения.

Граница максимального распространения Кубанского ледника в первую половину позднелейстоценового оледенения, по-видимому, находится где-то близ устья р. Худес.

Существенное изменение морфологии долины Кубани происходит затем в устье Теберды, где высокое среднегорье, выработанное в юрских эффузивах, уступает место низкому структурному среднегорью, затем низкорюью. Получают распространение типичные для юрской депрессии платообразные междуречья с возвышающимися над ними куэстами. Долина сильно расширяется (до 1000—1500 м), по обе стороны от реки появляются террасы и область преимущественного сноса начинает постепенно уступать место области преимущественного накопления. Большую площадь занимает 19—22-метровая терраса, синхронная одной из заключительных стадий второй половины позднелейстоценового оледенения, сформировавшаяся на переходе к позднеледниковому времени и сопоставимая, по-видимому, с 40—50-метровой террасой вышеописанного отрезка трога. Продолжавшийся интенсивный вынос материала из гор сопровождался размывом ранее сформированных террас, которые поэтому сохранились преимущественно в устьях боковых долин. Среди них ко второй группе стадий позднелейстоценового оледенения относятся террасы с высотами 32—36, 45—50, 60—70 м.

При дальнейшем сокращении оледенения в позднеледниковые стадии, когда большое количество рыхлых продуктов выветривания отлагалось выше по долинам в широких переуглубленных трогах, к окраине гор выносилось меньшее количество обломочного материала и сила водных потоков при этом сокращалась. Низкие террасы (12—14, 8—10, 6—7, 3—4 и 0,8—2 м) занимают последовательно все меньшую площадь и не вытесняют друг друга.

На стрелке слияния Кубани с Тебердой хорошо сохранились террасы высотой от 80—90 до 120—130 м. Проследивая их вверх по долине Теберды до переуглубленного участка трога, выработанного в последний максимум, мы убедились, что эти террасы формировались раньше языкового бассейна, а именно в первую половину позднелейстоценового оледенения (Щербакова, 1967).

С относительной высоты 180—200 м склоны главной долины в пределах юрской депрессии выволаживаются и переходят в уплощенные местами ровные междуречья (высотой 1000—1100 м), изредка прорезанные глубокими оврагами; над ними поднимается крутой склон невысокого здесь Скалистого хребта (до 1600—1800 м). В делювиальных суглинках, покрывающих междуречья, довольно часто встречаются галька и валуны кристаллических пород (на междуречье Кубань — Зеленчук до относительной высоты не менее 300 м). Хорошая окатанность валунов из кристаллических пород (куча собранных с поля валунов над с. Кумыш) и крупнообломочный состав отложений, покрывавших когда-то большие площади, склоняют к выводу, что междуречье Кубань — Зеленчук в пределах юрской депрессии сформировалось на месте флю-

виогляциальных террас максимального среднеплейстоценового оледенения ( $Q_2^2$ ). Мощные потоки талых вод широко разливались у южного подножия Скалистого хребта, возможно, перетекали частично в долину р. Зеленчук.

Границу распространения ледников среднего плейстоцена по долине Кубани, а также по долине Теберды, обнаружить не удастся и можно лишь предположить по крупности валунно-галечного материала на 300-метровой поверхности, что Тебердинский ледник выходил в юрскую депрессию, спускаясь ниже современного слияния Теберды с Кубанью. Имеющиеся в литературе ссылки на рисковую морену близ Хумары (Рейнгард, 1932) вызывают сомнение, так как залегающие в том месте отложения вряд ли могут быть приняты за морену и отнесены к среднему плейстоцену.

У подножия Скалистого хребта междуречья юрской депрессии приобретают вид участков предгорных равнин с беспорядочно холмистым рельефом. Сформировавшие его перигляциальные процессы (солифлюкционно-оползневые и лавинно-осыпные) давно заглохли и в позднеледниковое время уже не проявлялись, уступив ведущую роль в рельефообразовании эрозионным и осыпным процессам. Этим бассейн Кубани отличается от верховий Малки, расположенных на больших высотах.

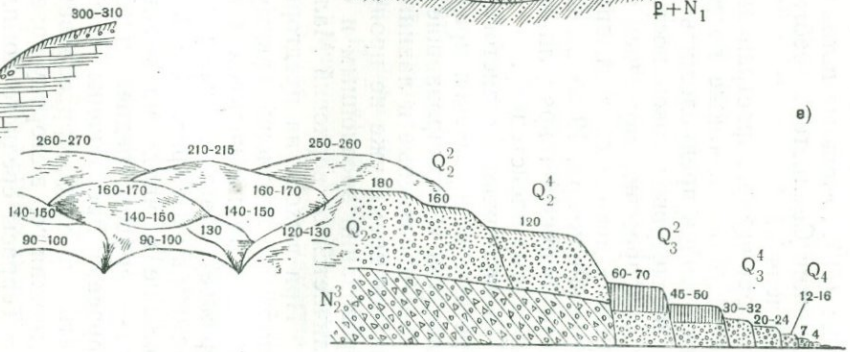
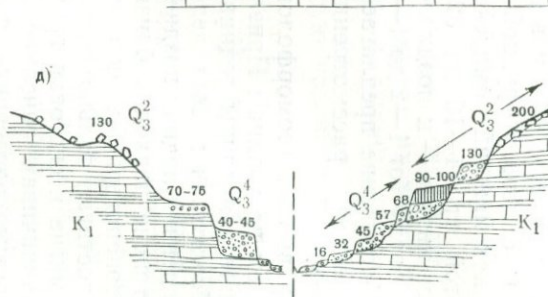
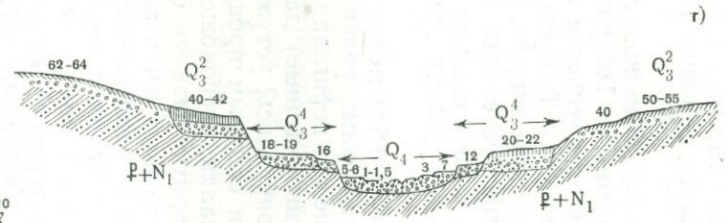
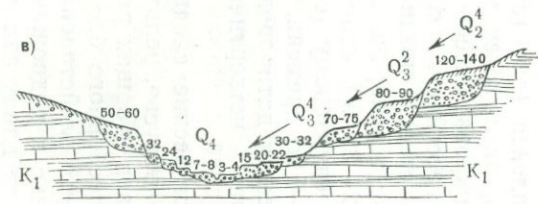
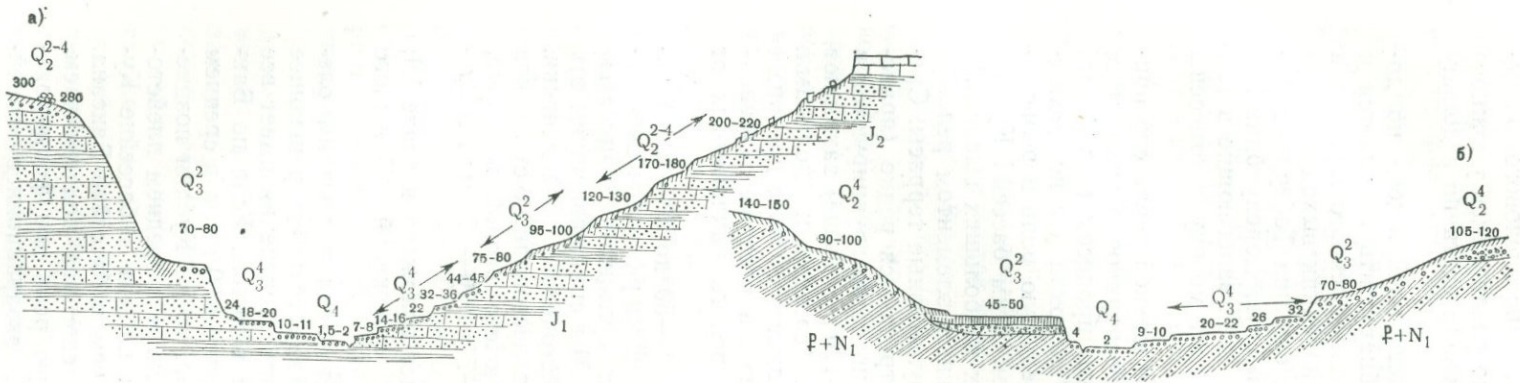
При выходе на предгорную равнину основным элементом рельефа становятся эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные террасы. Среди них останцы невысоких возвышенностей встречаются редко (правобережье), а затем исчезают. Террасы достаточно четко группируются в три комплекса (рис. 18, а, б). Высокие (от 90—100 м и выше) занимают большие площади на междуречьях Кубани с соседними долинами. Это — террасы среднего плейстоцена, которые вместе с более древними террасами превращены плоскостными процессами в массивы слабоволнистых и слаботеррасированных пространств, полого наклоненных от подножия гор в сторону краевых прогибов.

Террасы среднего комплекса (высотой от 40—50 до 60—70 м) занимают меньшую площадь, отличаются хорошей морфологической сохранностью и наличием покрова лессовидных суглинков мощностью 10—12 м (меньшей, чем в бассейне Баксана). Мы синхронизируем эти террасы с первой группой стадий позднеледникового оледенения, тогда как нижний комплекс террас, лишенных лессовидных суглинков (высотой от 14—16 до 32—36 м) относим к его второй половине, а более низкие — к позднеледниковому (от 6—7 до 10—12 м) и послеледниковому (от 1—2 до 4—5 м) времени.

Обоснование предлагаемых датировок будет изложено в главе VI, посвященной рассмотрению четвертичных отложений Большого Кавказа.

Сравнивая геоморфологические следы, оставленные древним оледенением по долинам Приэльбрусья, нельзя не заметить, что решающее значение для длины ледников и общих размеров оледенения имеет все же абсолютная высота ледосборного бассейна в целом. Если по Баксану древний ледник позднего плейстоцена достигал 60 км, а в среднем плейстоцене подходил близко к подножиям гор, то по Кубани позднеледниковый ледник имел длину около 40 км и в среднем плейстоцене достигал только юрской депрессии, хотя климат в бассейне Кубани мягче и снеговая граница лежит ниже, чем в бассейне Баксана.

Заканчивая описание Приэльбрусья, мы еще раз подчеркиваем, что древнее оледенение сыграло очень большую роль при формировании долинной сети. Достаточно сослаться на экзарационное воздействие древовидных ледников, которыми сформированы широкие откры-



тые трогии со ступенчато-волнистым продольным профилем и высокими ступенями-ригелями в устьях боковых долин. Столь же большое значение для рельефообразования и осадконакопления имели сопровождающие процессы, происходившие по периферии оледенелой области и проникавшие в глубь высокогорий при сокращении оледенения. Нивально-гравитационные (лавинно-осыпные) и солифлюкционно-оползневые процессы, с одной стороны, тектонико-гравитационные отседания и обрушивания — с другой, видоизменяли склоны за относительно короткие сроки, снося рыхлые отложения и выборочно разрушая коренные породы. Этим следует объяснить то, что на склонах долин в Приэльбрусье не удается обнаружить морен более древних, чем позднеплейстоценовой ледниковой эпохи. Даже флювиогляциальные террасы среднего плейстоцена сохранились только по окраине гор (не выше юрской депрессии).

Приводимые в докладах и работах Е. Е. Милановского (1966) ссылки на сохранность рисских и миндельских морен по склонам долины Чегем неверны. За них приняты морены и мореноподобные отложения ранних стадий позднеплейстоценового оледенения. Исключение представляют только морены, сохранившиеся под лавами, но их возраст все же следует пересмотреть. Боковые морены и привязанные к поверхности ледников лавинно-осыпные отложения максимальных стадий позднеплейстоценового оледенения могут находиться над современным дном долин на относительных высотах до несколько сот метров.

## 2. Черк-Урухский район

Этот район расположен посередине северного склона Центрального Кавказа на некотором удалении от Транскавказского поперечного поднятия, с одной стороны, и от поперечного глубинного разлома Терека-Арагви, с другой стороны. В его пределах геоморфологические зоны выражены четко, но имеют меньшую ширину, чем в Приэльбрусье, особенно юрская депрессия (рис. 19). Это связано с общей укороченностью северного склона за пределами Лабино-Малкинской моноклинали, в связи с чем высокогорье осевой зоны приближено к предгорной равнине.

Важным обстоятельством, способствовавшим развитию древнего оледенения, является здесь большая высота хребтов. Именно на этом

Рис. 18.

Схематические поперечные профили главных долин Приэльбрусья: а) — долины Кубани перед Скалистым хребтом, б) — долины Кубани в окрестностях Черкесска, в) — долины Малки в предгорьях, г) — долины Малки на предгорной равнине, д) — долины Баксана за Скалистым хребтом, е) — продольный профиль террас левобережья Баксана при выходе из гор на равнину.

1 — делювиальные и солифлюкционные суглинки и супеси на пологих склонах, 2 — те же суглинки с включением гальки и мелких валунов, 3 — пойменные суглинки, 4 — галечно-валунные отложения гальки и мелких валунов, 5 — валунно-галечные отложения, слабо промытые, значительной и большой мощности, 6 — скопления окатанных валунов и глыб, также отдельные валуны и глыбы (перемытая морена), 7 — глыбы известняка от крутого склона куэсты Скалистого хребта, 8 — вулканогенные щебнисто-гравийные отложения верхнего плиоцена с валунами и глыбами, 9 — глинисто-песчаные отложения палеогена и нижнего неогена, 10 — известняки и песчаники с прослоями глины и глинистых сланцев нижнего мела, 11 — печаники и глинистые сланцы средней и нижней юры, 12 — известняки толстоплитчатые верхней юры, 13 — относительная высота террас в метрах, 14 — возраст террас, 15 — место сдвига поперечного профиля вниз или вверх по течению реки.

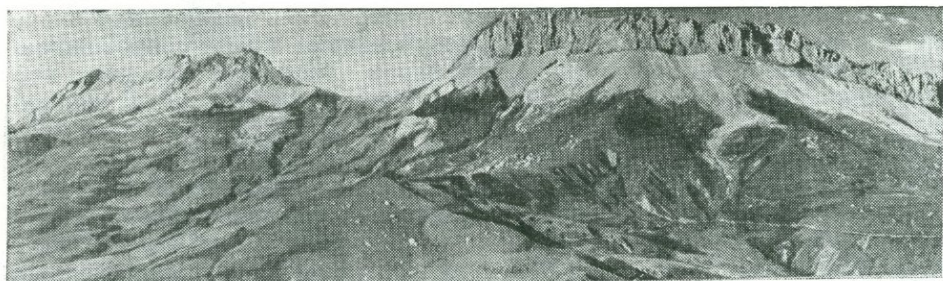


Рис. 19.

Обрыв известняков Скалистого хребта и нивально-солифлюкционное выположенное подножие на водоразделе Урух—Ардон

участке Главный хребет достигает отдельными вершинами высоты 5000 м, а многими вершинами приближается к 4500 м (Джанги — 5049, Шхара — 5201, Сугар — 4491, Лабода — 4319; и др.). Боковой хребет также образует высокий массив с горой Дыхтау (5144 м) между истоками Черка Безенгийского и Черка Балкарского.

В этом районе своей наибольшей высоты достигает и Скалистый хребет, отдельные участки которого далеко выходят за пределы среднегорья (горы Каракая — 3510 м, Соух-Аузская — 3495 м, Кионхох — 3423 м). Поперечные перемычки внутри юрской депрессии, разделяющие бассейны соседних долин, вместе с тем служат продолжением отрогов Бокового хребта в сторону Скалистого, а на междуречье двух Черек соединяют эти хребты горной грядой с вершинами выше 3000 м. В максимумы похолоданий позднего плейстоцена зона активного горного оледенения с мощными долинными ледниками распространялась в этой части северного склона далеко к северу, захватывая юрскую депрессию и возвышенную часть Скалистого хребта. Ледники Черек-Урухского района были среди ледников северного склона самыми мощными и близко подходили к подножиям гор.

Поэтому здесь свежо, убедительно и разнообразно представлены следы геолого-геоморфологической деятельности позднеплейстоценового оледенения, главным образом его второй половины, но перекрыты, стерты и уничтожены реликты предшествовавших ледниковых эпох, даже сильнее, чем в других районах.

Следы последнего оледенения распространены по трем главным долинам района — Черка Безенгийского, Черка Балкарского и Уруха — с закономерной последовательностью. В пределах высокогорной осевой зоны сосредоточены следы недавних голоценовых колебаний ледников ( $Q_4^2$ ), в пределах юрской депрессии и в начале куэстовой зоны — следы стадий позднеледникового времени ( $Q_3^4 - Q_4^1$ ), и только в предгорьях появляются флювиогляциальные террасы и некоторые реликты двух главных групп стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$  и  $Q_3^2$ ).

По-видимому, Безенгийский ледник (16,4 км), самый длинный из современных ледников Кавказа, был и самым большим ледником северного склона в прошлом. Не случайно он был выбран в качестве эталонного для изучения следов древнего оледенения С. Л. Кушевым (1952), который назвал позднеплейстоценовое (вюрмское) оледенение Большого Кавказа безенгийским.

Современный ледник Безенги имеет весьма правильную Т-образную форму. Его верховье, образуемое двумя встречными потоками льда, лежит в полосе резко выраженного продольного разлома. Сам ледник ниже слияния истоков устремляется вдоль поперечного разлома, по которому проходит затем прямая и в общем короткая долина Безенгийского Черека.

Над верховьем ледника, подчеркивая рельефообразующую роль разрывных нарушений, возвышается известная всем альпинистам Безенгийская стена (до 1000 м относит. высоты), а над ней на абсолютной высоте более 4000 м вдоль водораздела Главного хребта располагаются выположенные пространства, покрытые толщей фирна-льда.

Подобного рода пенепленизированный рельеф под облегающей его фирново-ледяной толщей протягивается с небольшими перерывами от верховий Безенгийского (горы Джанги, Гистола и др.) до верховий Балкарского Черека (горы Шари и др.) включительно. Он удивительно резко контрастирует с высокими и крутыми, местами почти отвесными скалистыми склонами, которыми вершинные участки Главного хребта обрываются к дну глубоко врезанных современных долин.

Мы наблюдали пенепленизированный рельеф водораздельной части Главного хребта, покрытый фирном-льдом, на перевале Шаривцек, ведущем из верховья Балкарского Черека в верховье р. Цхенисцкали. Снизу они видны из верховий Безенгийского ледника, а над Безенгийской стеной, которая срезает выположенные пространства Главного хребта, просматривается естественный продольный профиль небольшого участка этих пространств, характеризующихся малыми колебаниями высот.

Не останавливаясь здесь подробно на генезисе различных типов высокогорного рельефа, что будет сделано в следующей главе, мы только отмечаем его ярусность, выраженную в верховьях Безенгийского и Балкарского Черек на редкость ясно, по-видимому, в связи с большой высотой гор и хорошей сохранностью облегающего фирново-ледяного покрова на вершинах. Относительно большие размеры современного оледенения дают представление и о размерах древнего оледенения в бассейнах обоих Черек.

Позднеголоценовые стадии ( $Q_4^2$ ) и особенно последняя из них с максимумом в XVII—XVIII вв. оставили свежие следы в верховье Череха Безенгийского в виде валов конечных морен и привязанных к ним лавинно-селевых конусов, а также в виде боковых морен или лавинно-осыпных террас, по которым легко восстанавливаются очертания ледника, сильно отступившего за последние 100—150 лет.

Эти молодые следы были детально изучены С. Л. Кушевым (1962). Ему удалось зафиксировать девять задержек, возможно, с кратковременными небольшими наступаниями за 150 лет (с 1820 г.).

Однако наши наблюдения показали, что С. Л. Кушев в целом снижает размеры наступания ледника в последнюю стадию. По его данным, Безенгийский ледник в XVII—XVIII вв. оканчивался на расстоянии около 2 км от современного языка, а по нашим данным, он спускался еще ниже на 3—4 км, удлиняясь в целом на 5—6 км.

Следующая граница, оставленная предшествовавшей стадией позднего голоцена, проходит близ так называемого перевалочного пункта, где сохранился ригель и к дну долины сходит лавинно-осыпная терраса. Здесь же у подножия левого склона появляется более высокая лавинно-осыпная терраса, прослеживаемая до выхода долины в юрскую депрессию, где оканчивался Безенгийский ледник, по-видимому, в пер-

вую позднеголоценовую стадию. Эта граница отмечена также появлением флювиогляциальной террасы высотой 10—12 м.

От конца современного ледника до выхода в юрскую депрессию не менее 16—17 км. Следовательно, в позднеголоценовые стадии Безенгийский ледник удлинялся не менее чем в два раза, но мощность языка у края была того же порядка, что и у современного.

Следующая ясная граница ледника, отмеченная боковой и конечной мореной, проходит на расстоянии 5 км ниже с. Безенги. Долина имеет здесь форму трога, прорезанного рекой на глубину около 20 м и более. За ней в 2—3 км просматривается еще одна достаточно ясная граница, где глубина вреза реки в дно трога достигает 60 м.

Несмотря на хорошую сохранность упомянутых следов ниже с. Безенги, мы затрудняемся сказать уверенно, происходило ли это наступление ледников до или после климатического оптимума голоцена.

В пределах юрской депрессии имеются следы и более ранних стадий позднеледникового времени. Это остатки размытых морен и моренopodobных склоновых отложений, отмечающие уровни заполнения трога ледником, когда он начал утрачивать активность и не выносил всего обломочного материала к окраине гор. Лучше других выражен уровень заполнения на относительной высоте 200—220 м, к которому привязана морена на левом склоне против устья р. Думала.

По высоте устьих висячих долин можно считать, что мощность Безенгийского ледника в конце второй группы стадий позднеплейстоценового оледенения была порядка 400 м.

Приближаясь к Скалистому хребту, долина сужается. От крутого склона куэсты к ней сходят короткие висячие долины с циркообразными верховьями, заваленными горами обломочного материала. Морфология этих долин свидетельствует о том, что в позднеплейстоценовую ледниковую эпоху Скалистый хребет на отрезке от горы Каракая (3510 м) до горы Кионхох (3423 м) нес значительное оледенение, продолжавшее развиваться в позднеледниковое время.

У южного подножия Скалистого хребта близ устья р. Шиле проходит граница распространения Безенгийского ледника в позднеледниковые стадии ( $Q_3^4 - Q_4^1$ ). Она отмечена серией флювиогляциальных террас врезания. Надо полагать, что в это время ниже по долине существовали подпруды, образованные крупными отседаниями участков склонов (Растворова и Щербакова, 1960) и скоплениями рыхлого материала.

На пересечении Скалистого хребта долина имеет форму ущелья, в склонах которого все же заметны следы бывшего трога на относительной высоте 100—120 м. Время его формирования — вторая группа стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ).

Ниже ущелья, в устье р. Карасу, вступая в пределы нижнемеловой депрессии, главная долина расширяется и получает распространение высокая 120—140-метровая терраса, сложенная средне- и мелко-валунными отложениями, которые залегают на 40—50-метровом цоколе брекчиевидных известняков. В одном месте видно, что на коренные породы вначале ложатся тонкослоистые песчано-гравийные отложения нивально-солифлюкционного генезиса, а уже на них — флювиогляциальные валунники. Отмечается, кроме того, внедрение галечно-валунного материала в поверхность брекчиевидных пород цоколя, что, возможно, отражает проявление мерзлотных процессов во время аккумуляции рыхлой толщи.

Учитывая большую высоту и некоторые признаки формирования в холодном климате, эту террасу мы относим к первой группе стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^2$ ).

Вдоль оси нижнемеловой депрессии проходит перегиб северного склона, южнее которого интенсивность поднятия гор быстро нарастает и пласты моноклинально залегающих пород все сильнее задираются кверху, приобретая большие углы падения. Севернее депрессии начинаются предгорья.

Справа от долины р. Балкарский Черек к оси той же депрессии приурочены карстовые формы рельефа, образование которых связано с тектонической трещиноватостью известняков готерива и баррема.

Слияние Череков происходит также в пределах нижнемеловой депрессии, после чего долина становится широкой с хорошо выраженными комплексами террас.

В комплексе низких террас выделяется 28—32-метровая терраса, относимая С. Л. Кушевым к максимуму безенгийского оледенения. Отличительной особенностью ее строения является присутствие крупных угловатых глыб в основном серого гранита, разбросанных по поверхности и погруженных частично в рыхлые отложения.

Транспортировка таких крупных глыб к окраине гор обусловлена деятельностью больших долинных ледников или связанных с ними гляциальных селей. Это произошло не ранее, чем во вторую группу стадий позднеплейстоценового оледенения, а возможно, и в начале позднеледникового времени. Приуроченность глыб к определенной террасе свидетельствует о каких-то крупных обрушениях в верховье долины, вероятнее всего Безенгийской стены, вызванных землетрясением.

Ледники Черек (Безенгийского и Балкарского) во вторую группу стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ) спускались ниже ущелий в Скалистом хребте, а не заканчивались у его южного подножия, как полагал Кушев.

Заслуживают внимания также две террасы среднего комплекса: 60—70-метровая, занимающая обширную площадь вдоль правого берега и бросающаяся в глаза ясной морфологической выраженностью, и 80-метровая, сохранившаяся слева от реки, в том месте, где от Черка отходит рукав, носящий название Урвань. В этой террасе привлекает внимание трехчленное строение рыхлых отложений. Наличие сверху 20—22-метровой слоя безвалунных суглинков говорит о правильности отнесения террас среднего комплекса к первой группе стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^2$ ).

Залегающая под суглинками 20-метровая мелковалунно-галечная толща с большим количеством кристаллических пород принесена из верховий. Ее мелкообломочный состав не противоречит тому, что вынос материала связан с деятельностью больших ледников и многоводных потоков. По-видимому, талые воды были подпружены у подножия гор в связи с гляциоизостатическим проседанием Большого Кавказа. Они растекались на большие пространства, образуя разливы, и материал, ими разносимый, быстро размельчался.

В том, что крупность обломков, отлагаемых флювиогляциальными потоками, зависит не только от удаленности данного участка от края ледника, но также от продольного профиля русел (чем отложе, тем мельче материал), можно убедиться, изучая самые молодые отложения, формирующиеся на близком расстоянии от края современных ледников. В расширенных и подпруженных участках дна верховий

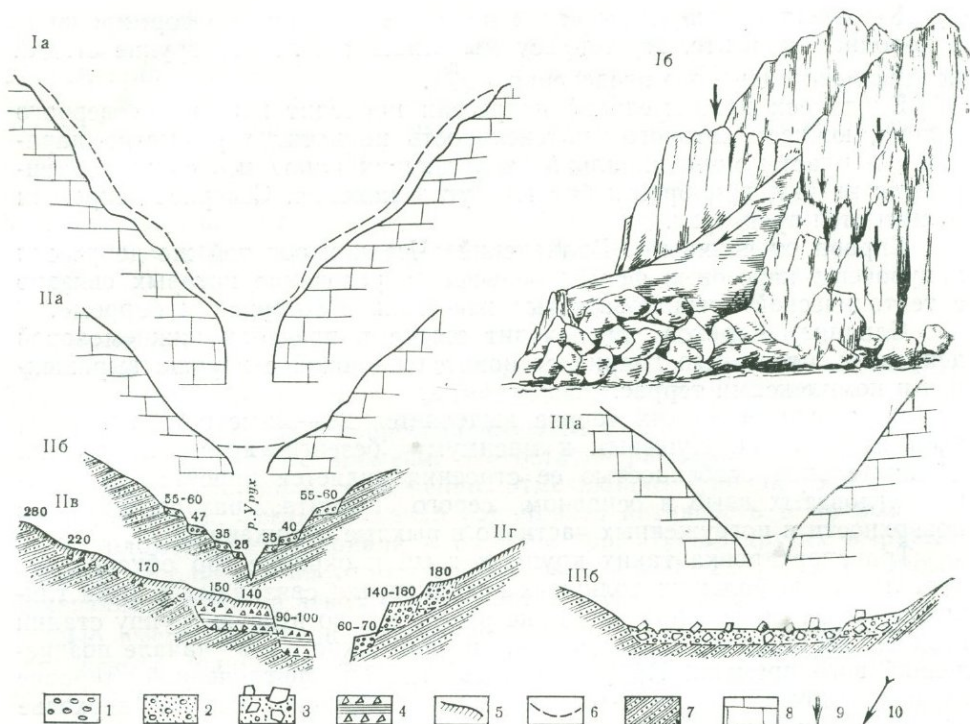


Рис. 20.

Схематические профили долин в Скалистом хребте и у его подножий: Ia — поперечный профиль долины Урух на пересечении Скалистого хребта (в начале ущелья); 16 — участок правого склона, осложненный тектонико-гравитационными отседаниями и обрушиваниями; IIa — поперечный профиль долины Урух при выходе из Скалистого хребта в нижнемеловую депрессию; IIб, IIв, IIг — поперечные профили дна долины Урух в пределах нижнемеловой депрессии; IIIa — поперечный профиль долины Псыгансу при выходе из Скалистого хребта в нижнемеловую депрессию; IIIб — поперечный профиль долины Псыгансу в пределах нижнемеловой депрессии.

1 — валунно-галечные отложения малой мощности; 2 — валунно-галечные слабо промытые отложения значительной и большой мощности; 3 — слабо промытые и плохо сортированные отложения с большим количеством крупных глыб; 4 — озерные тонкослоистые пылеватые суглинки и супеси, переслаивающиеся с толщами гравийно-щебнистых суглинков; 5 — солифлюкционные и делювиальные суглинки склонов; 6 — контуры трогов; 7 — песчаники и глины нижнего мела; 8 — известняки верхней юры — нижнего мела; 9 — знак тектонико-гравитационного отседания участков склона; 10 — знак нивально-солифлюкционного оползания глыб тектонического дробления и рыхлых продуктов выветривания

долин флювиогляциальные отложения имеют более мелкий гранулометрический состав, чем на крутых участках дна.

Щебнисто-галечные слои в основании рыхлых отложений 80-метровой террасы отличаются господством обломочного материала местных пород. Они отлагались при сравнительно малой мощности главных потоков флювиогляциальных вод, но при обилии мелких ручьев с окружающими пространствами.

Более высокие террасы, относимые к среднему плейстоцену, расчленены оврагами и ложбинами, видоизменены плоскостными процессами; границы между отдельными уровнями нечеткие, поверхности

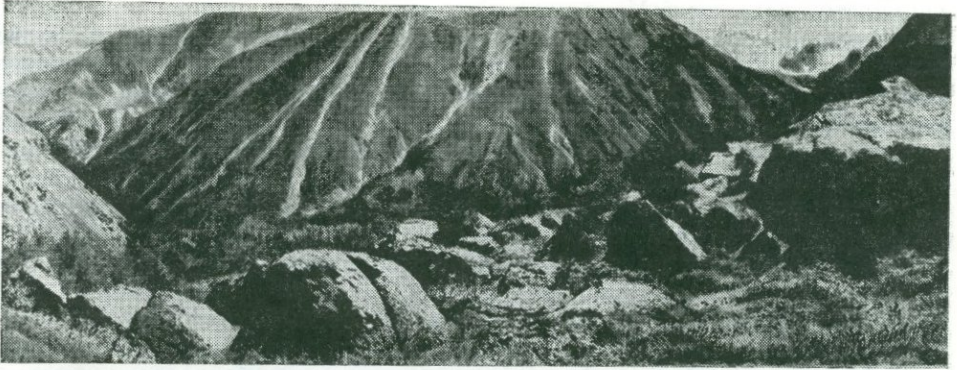


Рис. 21.  
Верховье долины Уруха. Слабо расчлененный участок склона

имеют общий пологий наклон к долинам. Намечаются террасы с высотами 95—105, 120—140, 170—200 м.

Убедительное доказательство больших размеров древнего оледенения Черек-Урухского района мы находим по долине р. Псыгансу, берущей начало с северного склона Бокового хребта, в высокогорном массиве с горой Сугар (4491 м).

При выходе из Скалистого хребта долина имеет форму трога хорошей сохранности (рис. 20, Ша, б), от него в нижнемеловую депрессию выходит флювиогляциальная дельта. В дно трога неглубоко врезана современная эрозионная долина, осложнившая, но не уничтожившая прежнюю ледниковую форму. Возраст как экзарационной, так и флювиогляциально-аккумулятивной формы в данном случае не может быть древнее последнего максимума (второй группы стадий) позднеплейстоценового оледенения.

Широкая долина Псыгансу на пересечении нижнемеловой депрессии имеет плоское дно; по нему повсюду разбросаны глыбы гранитов с верховий (хорошо окатанные, до 2—3 м в диаметре) и глыбы известняка со Скалистого хребта (неокатанные, до 4 м в диаметре). Сколь далеко ледник Псыгансу заходил в нижнемеловую депрессию, установить не удается.

Но если такие размеры имел в позднем плейстоцене даже ледник второстепенной долины, не достигавший верховьем Главного хребта, то еще внушительнее должны были быть ледники крупных долин, имевшие ледосборные бассейны с высотами до 5000 м.

В этом мы вновь убеждаемся, переходя к рассмотрению следов древнего оледенения по долине р. Урух, в верховьях которой лежит второй по величине ледник Большого Кавказа — Караугомский (13,8 м). Следы голоценовых стадий ( $Q_4^2$ ) сосредоточены, как обычно, в пределах высокогорной осевой зоны с почти нерасчлененными склонами (рис. 21). В это время язык ледника Караугом приближался к юрской депрессии, оканчиваясь в первую позднеголоценовую стадию в 3 км выше с. Мацуга.

Следы позднеледниковых стадий сохранились в главной долине на пересечении ею юрской депрессии. Здесь устанавливаются трюги трех позднеледниковых стадий и прослеживаются террасы выполажи-

вания склонов боковых долин от подножий Скалистого хребта к поверхности оседавшего Урухского ледника.

Ущелье, прорезанное Урухом в Скалистом хребте, в средней части очень узкое, осложненное тектонико-гравитационными нарушениями, тоже выработано на месте трога. Он опознается в начале и конце ущелья (рис. 20, Ia, IIa), причем поперечный профиль долины Уруха при выходе в нижнемеловую депрессию повторяет поперечный профиль долины Псыгансу.

Сразу же за ущельем по дну расширившейся долины появляются четыре сходные между собой террасы врезания высотой 25, 35—38, 47 и 55—60 м. Они цокольные, покрыты валунными отложениями с большим количеством крупных валунов гранита размером до 1 м в диаметре. На месте видно, что этот террасовый комплекс привязан к трогам, которым долина р. Урух открывается в нижнемеловую депрессию; его вероятный возраст — вторая группа стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ).

Несколько ниже получает распространение 90-метровая терраса резко иного строения. Ее слагают озерные суглинки (типа ленточных глин) и гравийно-галечные отложения, лишенные кристаллических пород и вынесенные мелкими притоками с северного склона Скалистого хребта. Образцы, отобранные на палинологический анализ, дали интересные результаты<sup>1</sup>.

В нижней части разреза в гравийно-галечных отложениях преобладает пыльца луговых сообществ типа субальпийских лугов. В перекрывающих озерных суглинках доминирует пыльца лесных сообществ, среди которых главную роль играли сосна и береза, в небольшом количестве встречались темнохвойные и широколиственные (граб, липа, вяз). Таким образом, озеро образовалось в холодных условиях вслед за отступанием ледника, с деятельностью которого связано возникновение его котловины. Озеро существовало затем при продолжавшемся потеплении, когда получили распространение леса более холодостойкого облика, чем современные. Наиболее вероятная датировка террасы — конец первой группы стадий позднеплейстоценового оледенения и начало следующего за тем межстадиала ( $Q_3^{2-3}$ ).

До какой границы доходил ледник в первую половину позднеплейстоценового оледенения по долине Уруха, установить не удалось. Во всяком случае он спускался ниже Скалистого хребта и оканчивался где-то в пределах нижнемеловой депрессии.

Более высокие террасы (140—150, 170—180, 220, 280 м) сильно видоизменены склоновыми процессами, расчленены оврагами и логами, обнажены плохо. Имеются признаки воздействия на отложения перигляциальных процессов. В основном эти высокие террасы относятся к среднему плейстоцену.

### 3. Приказбекский район

Своеобразие этого района определяется его непосредственным соседством с поперечным глубинным разломом, по которому Центральный Кавказ граничит с Восточным, и тем, что на этой территории происходит существенная перестройка структуры мегаантиклинория — погружение кристаллического фундамента, изменение мощностей и

<sup>1</sup> Анализы и описания выполнены Ю. В. Маховой.

фаций отложений. Этим обусловлены повышенная тектоническая активность района, его вулканизм (поверхностный и гипабиссальный), особенно резкое проявление разрывной тектоники и контрастность рельефа.

Поперечные и продольные разломы покрывают сеткой территорию бассейнов Ардона, Фиагдона, Гизельдона и Терека. Крупными продольными разломами являются здесь Кобийский, Казбекский, Бурон-Ларский, Балтинский, Редантский, Владикавказский. К ним приурочены многочисленные, в основном продольные, межгорные впадины: Зарамагская, Верхнетерская, Балтинская, Тарская и у подножия гор — Осетинская. К поперечным разломам приурочены долины главных рек.

Резкость поперечных разломов, по которым врезаны долины Ардона и Терека, проявилась прежде всего в том, что верховья этих рек проникли далеко к югу, вызвав смещение главного водораздела на передовые хребты южного склона. Они слагаются породами верхней юры — нижнего мела и не достигают высоты 4000 м (горы Халаца — 3941 м, Лазг-Цити — 3877 м, Чаухи — 3689 м). Сам же Главный хребет Центрального Кавказа заканчивается в верховьях Ардона кристаллическим массивом с вершинами Уилпата (4646 м), Адайхох (4408 м) и Цейхох (4150 м). Его восточным продолжением служат кристаллические массивы, орографически уже относящиеся к Боковому хребту — Цмиакомхох с вершиной Тепли (4427 м) и Гимрайхох (4776 м) с примыкающим к нему вулканом Казбек (5047 м).

За Тереком кристаллическое основание мегаантиклинория погружается до глубины 11 км, не считая небольших безкорневых выходов Дарьяльского массива. Кристаллические блоки, образующие Боковой хребет в пределах Приэльбрусского и Черек-Урухского районов, погружаются на значительную глубину еще в верховьях Уруха, где вместе с тем происходит слияние двух продольных депрессий северного склона, включающих юрские отложения<sup>2</sup>.

При такого рода перестройке структуры мегаантиклинория Главный надвиг и сопровождающие его разломы переходят с южного склона Большого Кавказа на северный (от подножий южного склона Водораздельного хребта к подножию южного склона Бокового хребта). Вместе с ними на северный склон переходят и приразломные высокогорные депрессии (Зарамагская и Верхнетерская).

Погружение жестких глыб кристаллического основания на фоне общего интенсивного воздымания горной системы приводило к тому, что действие сил растяжения сопровождалось усиленным боковым сжатием. Поэтому северный склон Большого Кавказа в бассейнах Ардона, Фиагдона, Гизельдона и Терека очень короткий с крутым падением слагающих его осадочных пород, достигающим 20—25°, местами 40—45° (против 6—7, максимально 12° в пределах Лабино-Малкинской моноклинали).

Нарушенность структуры видна также в том, что сильно суженная юрская депрессия, как и надвинутая на нее куэста Скалистого хребта, утрачивают в некоторой степени свойственную им характерность. Юрская депрессия не выражена как самостоятельная морфоструктура. Вздернутые вверх вершины Скалистого хребта имеют крутой северный склон и наиболее высокие из них, достигающие

<sup>2</sup> Имеется в виду узкая депрессия с юрскими отложениями между Главным и Боковым хребтами и юрская депрессия, отделяющая Скалистый хребет от Бокового.

3000 м и более, несут в склонах и у подножий следы значительного древнего оледенения (позднего плейстоцена).

Вулканическая деятельность, проявившаяся здесь на последних этапах становления горной системы, нашла отражение в рельефе района и придала своеобразие древнему оледенению. Весьма сильная верхнеплиоценовая фаза вулканизма, как полагали многие, выражалась только эффузивной деятельностью. Она запечатлена известной свитой рухс-дзуар, сохранившейся в юго-западной части Терского прогиба. Недавними определениями абсолютного возраста неинтрузий Большого Кавказа (Аракелянц, Борсук, Шанин, 1968) было доказано, что в это же время произошло внедрение гипабиссальных тел вдоль осевой полосы горст-антиклинория Бокового хребта. Интрузии приурочены к участкам пересечения хребта поперечными разломами и в настоящее время выведены денудацией на поверхность.

Антропогенная фаза вулканизма имела меньшую активность, но вполне отражена в рельефе и отложениях. Центры излияния были смещены к востоку, вытянуты субмеридионально и приурочены к поперечному разлому долины Терека, к местам пересечения его с Казбекским, Кобийским и другими более мелкими продольными разломами.

В Приказбекском, как и в Черек-Урухском районе, хорошо видно трехступенчатое строение северного склона Большого Кавказа: 1) высокогорная ступень осевой зоны (выше 3000—3200 м), служившая областью развития активного горного оледенения в позднеплейстоценовую ледниковую эпоху; 2) среднегорная ступень (от 3000 до 2000—1800 м), между юрской и Балтинской депрессиями, являвшаяся ареной длительного развития перигляциальных процессов, а временами и значительного оледенения; 3) низкогорная ступень (от 1500 до 1000—800 м), которая включалась в перигляциальную область в максимумы похолоданий.

Верхнетерская и Зарамагская впадины, окруженные хребтами, превышавшими древнюю снеговую границу на 1500—2000 м и более в максимумы позднеплейстоценовой ледниковой эпохи, становились местом скопления больших масс льда и, возможно, перерастали в ледоемы. Этому способствовало подпруживающее воздействие интенсивно поднимавшегося Бокового хребта, который пересекают Ардон и Терек при выходе из депрессий. На пересечении оси хребта долины принимают форму глубоких ущелий. В них сбрасывалось огромное количество льда, а при сокращении оледенения (в позднеледниковое и послеледниковое время) главным образом обломочного материала, выносимого боковыми ледниками, лавинами, селями и другими водными потоками.

Боковые долины на этих отрезках имеют очень крутые порожистые профили, свидетельствующие об интенсивности происходящих здесь тектонических движений и о их дифференцированном характере. Скопление масс льда и обломочного материала в ущельях в свою очередь усиливало подпруженность верховий долин. Поэтому в позднеледниковое время Зарамагская и Верхнетерская впадины быстро заполнялись рыхлыми отложениями гляциального и флювиальногляциального происхождения. По дну блуждали потоки талых вод, временами образовывались разливы и неглубокие озера, в которых могли накапливаться тонкослоистые отложения, напоминающие ленточные глины. Но в максимумы ледниковых эпох, в том числе позднеплейстоценовой эпохи, высокогорные впадины верховий Ардона и Терека подвергались главным образом экзарационному воздействию ледников,

осуществлявших вынос обломочного материала к окраине и подножию гор, до Осетинской впадины включительно. На участках более сильных отрицательных движений могли отлагаться, сохраняясь в дальнейшем, морены максимальных стадий, перекрытые флювиогляциальными, селевыми, озерными и другими отложениями позднеледникового и послеледникового возраста.

В Касарском ущелье на пересечении Бокового хребта видно (со склона в устье р. Цей), что над современной узкой и закрытой эрозионной долиной ( $Q_3^4 - Q_4$ ) на высоте 250—350 м сохранились контуры широкой открытой ледниковой долины, выработанной в максимальные стадии позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ), когда главный ледник обладал большой активностью.

С палеогеографической точки зрения большой интерес представляют рыхлые отложения Верхнетерской впадины, поскольку в них отражена и деятельность древнего оледенения и вспышки вулканизма. По данным геофизических исследований, мощность рыхлых отложений в переуглубленном отрезке ледниковой долины Терека (выше пос. Казбеги) равна 300—400 м. Из них пробурены верхние 250 м, представленные сверху мелковалунно-галечными хорошо окатанными отложениями с линзами песка, суглинков и супесей (мощностью 10—70 м), под ними — толщей тонкослоистых темных глин, напоминающих ленточные (50 м и более), прерываемых 5-метровой пачкой песчано-гравийно-галечных прослоев, под которой вновь появляются глины типа ленточных (10 м). В основании пройденной части разреза залегает 125-метровая толща слабо сортированных и плохо промытых гравийно-галечно-валунных отложений с песчано-суглинистым заполнителем с прослоями валунов и резким преобладанием слабоокатанного вулканогенно-обломочного материала; присутствуют также породы юры. По генезису нижняя толща относится к ледниковым и флювиогляциальным отложениям.

Е. Е. Милановский и Н. В. Короновский (1964) отнесли большую нижнюю часть отложений, выполняющих переуглубленный отрезок долины Терека между сел. Қоби и Казбеги, к первой половине позднеплейстоценового оледенения, тонкослоистые глины типа ленточных — к межстадиалу, разделяющему позднеплейстоценовое оледенение на две части, и лишь небольшую верхнюю толщу, отличающуюся меньшей грубостью отложений, лучшей промытостью и окатанностью, — ко второй половине позднеплейстоценового оледенения и к голоцену<sup>3</sup>.

С такой датировкой нельзя согласиться. Авторами не учтена огромная интенсивность рельефо- и осадкообразования, свойственная ледниковым эпохам, которая была присуща и второй половине позднеплейстоценового оледенения, длившейся не менее 10 тыс. лет. Не учтена ими и повышенная интенсивность разрушения вулканических образований (лав, особенно туфов), о чем свидетельствует, например, современный вид сильно разрушенного, хотя и весьма молодого вулкана Кабарджин (поздний плейстоцен, Короновский, 1964), а также большая мощность выходящих в долину молодых конусов со стороны вулканического массива и от правого склона, выработанного в кристаллических породах (устье балки Бешеной).

По ряду признаков небольшая верхняя толща, мощность которой местами не превышает 10 м, а в среднем равна 30—40 м, сформировалась в позднем голоцене за последние 3—4 тыс. лет ( $Q_4^2$ ). Такая ско-

<sup>3</sup> Даваемая Е. Е. Милановским и Н. В. Короновским индексация отложений не приводится в виду ее расхождения с общепринятой, используемой в данной работе.

рость осадконакопления—1 см/год—соответствует современным данным. Отсюда следует, что аккумуляция ленточноподобных темных глин началась в конце позднеплейстоценового оледенения и продолжалась в голоцене до климатического оптимума включительно ( $Q_3^4 - Q_4^1$ ). Если глины накапливались в течение 8—9 тыс. лет (Милановский, 1968), то аккумуляция их по дну долины началась всего 11—12 тыс. лет назад. Если же связывать аккумуляцию глин с образованием конуса Бешеной балки, усилившего подпруду вышележащего переуглубленного участка главной долины, то в этом мы найдем новое подтверждение позднеледникового возраста ленточноподобных отложений. Именно в конце позднеплейстоценового оледенения высокий и крутой правый склон долины Терека с вершинами Куру (4089 м) и Шино (4047 м) начал освобождаться от облекавших его фирново-ледяных толщ, подвергаясь глубокому дробному расчленению под действием разрывной тектоники, сил гравитации, лавин и ручьев непостоянного режима. Это и вызвало вынос на дно главной долины огромной массы обломочного материала. Склон быстро разрушался и, отступая, становился круче, но наверху до сих пор видны небольшие участки нивально-гляциального выполаживания.

У с. Цдо на левом берегу р. Терек, под рыхлыми отложениями с вулканогенным материалом сохранился останец правого склона, сложенного сланцами юры. Он показывает, где проходил прежде правый склон трога и насколько он отступил, изменив морфологию в позднеледниковое и послеледниковое время.

Принимая возраст ленточноподобных глин переуглубленного отрезка главной долины за поздне- и послеледниковый, мы должны далее признать, что подстилающая их нижняя 125-метровая толща плохо сортированных грубообломочных отложений относится не к первой, а ко второй половине (ко второй группе стадий) позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ) и к началу позднеледникового времени ( $Q_3^4 - Q_4^1$ ).

Тот же возраст имеют, по всей вероятности, рыхлые толщи под лавами с. Цдо, где они приподняты над руслом реки на 100 м и более, поскольку долина здесь выходит за пределы Верхнетерской депрессии и приближается к оси Бокового хребта.

Переполненные вулканогенно-обломочным материалом грубообломочные фиолетово-серые отложения могли накапливаться только попутно с вулканическими извержениями. Следовательно, при сокращении второй половины (второй группы стадий) позднеплейстоценового оледенения происходила активная деятельность Казбека, неоднократно повторявшаяся. Вулканические вспышки этого же времени были отмечены для Приэльбрусья (верховья Малки, Баксана, Кубани) и, как мы увидим дальше, характерны для Лиахви-Арагвинского района южного склона; они могут считаться закономерным явлением для Большого Кавказа.

Вулканическая деятельность, ослабевая, продолжалась в позднеледниковое время, а затем в голоцене, когда излияния сочетались с историческими стадиями оледенения последних трех-четырёх тысяч лет (ледников Орцвери, Абано, Девдоракского и других более мелких).

Возраст молодых лавовых потоков Казбека и его сателлитов легко опознается по геоморфологическим признакам (свежесть микро-рельефа, сочетание с низкими террасами). Но чем дальше в глубь тысячелетий, тем труднее по этим признакам определить возраст лав и соотношение их с эпохами и стадиями оледенения. Все же излияния

позднеледникового времени еще сохраняют формы отдельных потоков, что утрачено более ранними образованиями. Однако сложное строение полигенного вулкана Казбек, многослойность лав, обилие вулканогенно-обломочного материала на самых различных геоморфологических уровнях — все это говорит о том, что и раньше во время максимальных стадий позднеплейстоценового оледенения не только второй, но, возможно, и его первой половины, деятельность Казбека была интенсивной.

Продолжая расти в течение позднего плейстоцена и отчасти голоцена, Казбек оказывал положительное влияние на развитие оледенения в верховьях соседних долин, в первую очередь Терека и Гиналдона. С этим могут быть связаны, в частности, аномально большие размеры Гизельдонского ледника, выходявшего даже в позднеледниковое время в Осетинскую впадину.

Н. В. Короновский и Е. Е. Милановский различают несколько подфаз антропогеновой фазы вулканизма Казбекского района: голоценовую, одну или две позднеплейстоценовые и среднеплейстоценовую; последняя, однако, изучена менее детально, так как ее следы в рельефе плохо сохранились. Все же думается, что вулканическая деятельность в среднем плейстоцене была весьма мощной и, по аналогии с более поздними излияниями, падала на время сокращения оледенения.

Некоторые геоморфологические данные говорят о целесообразности критического пересмотра возраста лав, отнесенных к позднему плиоцену. Не включены ли в верховьях Терека в плиоценовый комплекс частично и среднеплейстоценовые лавы?

Проследить границы распространения оледенения по долине Терека можно, начиная от конца Девдоракского ледника, находящегося ближе других к Дарьяльскому ущелью. От ледника к главной долине идет по продольному разлому трог с ясными следами позднеголоценовых стадий ( $Q_4^2$ ). В устье располагается большой конус (20 м над урезом р. Терек), сложенный несортированным материалом и имеющий всхолмленную поверхность с небольшим озерком. Он соответствует максимальному распространению ледника в первую позднеголоценовую стадию; в него вложены следы последующих двух стадий.

На переходе от боковой долины к Дарьяльскому ущелью внизу левого склона видны остатки трога заключительной стадии позднеледникового времени; относительная высота его дна около 20 м. Ниже по главной долине появляются следы трогов предыдущих стадий с относительной высотой днищ до 50—70 м.

По-видимому, верхний отрезок Дарьяльского ущелья, до «Замка Тамары» и старых казарм включительно (2—3 км ниже их), являлся трогом Девдоракского ледника позднеледниковых стадий ( $Q_3^4$  —  $Q_4^1$ ), когда другие ледники заканчивались в пределах Верхнетерской впадины. Судя по остаткам днищ трогов, позднеледниковых стадий было не менее трех.

Следующий отрезок Дарьяльского ущелья до с. Ниж. Ларс (до Бурон-Ларского продольного разлома) представляет собой узкую эрозионную закрытую долину с крутыми выпуклыми скалистыми склонами, кулисообразно выступающими к руслу реки то с одной, то с другой стороны. На различных высотах в склонах видны высокие перегибы, выше которых долина кажется более открытой и спрямленной. Таким образом, несмотря на очень большую энергию рельефа, в Дарьяльском ущелье все же заметны признаки трогов, формировав-

шихся здесь в максимальные стадии позднеплейстоценового оледенения.

Во время паводков Терек и теперь производит большую разрушительную работу, давая понять, какой огромной была сила потока главной долины в прошлом, когда таяли крупные ледники и как быстро могла тогда осуществляться перестройка рельефа.

В Джерахской впадине на пересечении юрской депрессии долина Терека расширяется и довольно резко изменяет морфологию. Получают распространение высокие террасы: 160—170, 80—100 и 45—50 м, сложенные валунно-галечными слабо промытыми флювиогляциальными отложениями. Окатанность валунов и гальки хорошая. В обломочном материале преобладают граниты Дарьяльского ущелья и вулканические породы, присутствуют известняки, метаморфические и кристаллические сланцы.

Наибольшее палеогеографическое значение имеет самая высокая терраса. С ее поверхности от устья р. Армхи в сторону Дарьяльского ущелья открывается вид на более широкую спрямленную долину с относительной высотой дна 200 м и более (вверх по течению увеличивается). Несколько выше устья р. Армхи у правого склона над этой террасой располагаются невысокие моренные холмы, которые соответствуют отмеченной спрямленной долине Дарьяльского ущелья. У противоположного левого склона на высокой террасе сохранились моренные холмы, вынесенные боковым ледником.

От этой террасы вверх по долине р. Армхи прослеживается такая же высокая терраса, сложенная суглинисто-гравийным материалом с типичной тонкой слоистостью, доказывающей солифлюкционный генезис отложений. Палинологический анализ показал их крайнюю бедность растительными остатками, что характеризует приледниковые условия и развитие перигляциальных процессов на склонах гор. Вместе взятое, это говорит о том, что отмеченные формы рельефа, имеющие большую относительную высоту, но свежий морфологический облик, относятся не к первой, а ко второй группе стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ). Самая высокая терраса сформировалась, вероятно, при начавшемся потеплении. Прислоненная к ней 80—100-метровая терраса образовалась несколько позже в следующую крупную стадию той же группы, а 50-метровая отмечает переход к позднеледниковью ( $Q_3^4 - Q_4^1$ ).

На пересечении бронирующих пластов надвинутого к югу Скалистого хребта террасы исчезают, дно ущелья занято поймой. Северный склон куэсты круто снижается в сторону Балтинской продольной депрессии. Об общем погружении северного крыла мегаантиклинория в этом направлении свидетельствует то, что высокие террасы, получающие в Балтинской впадине вновь широкое распространение, не достигают прежней высоты. По сравнению с Джерахской впадиной они снижаются чуть ли не в три раза.

В максимумы позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^2$  и  $Q_3^4$ ) талые ледниковые воды разливались в пределах Балтинской впадины и частично переливались в соседние долины рек Гизельдон и Камбилеевки. Их подпруживала куэста Черных гор, испытывавшая подобно Скалистому хребту положительные движения относительно соседних депрессий (надвиг Черных гор по Балтинскому разлому). Этим, в частности, объясняется размыв отложений более ранних оледенений, в связи с чем террасы среднего плейстоцена в Балтинской впадине не сохранились. Но в отличие от Джерахской впадины здесь не везде

размыты террасы первой половины позднеплейстоценового оледенения, к которым мы относим уровни выше 60 м, в основном от 70 до 100 м ( $Q_3^2$ ). Террасы от 50—60 м и ниже отличаются морфологической свежестью, что дает основание отнести их ко второй группе стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ), а террасы от 18—20 м и ниже — к позднеледниковому времени ( $Q_3^4 - Q_4^1$ ).

Еще более быстрое погружение террас и толщ рыхлых отложений наблюдается за Балтинским надвигом (взбросом) в полосе, прилежащей к Редантскому и Владикавказскому разломам, отделяющим горы от Осетинской впадины; амплитуда опускания последней начиная с верхнего миоцена равна 2—3 км.

На пересечении Лысогорской антиклинали заметного изменения высоты низких террас не отмечается.

Нельзя согласиться с мнением Е. Е. Милановского и Н. В. Короновского (1964) о слишком больших нарушениях в залегании редантской толщи и соответственно сильных колебаниях высоты редантской террасы, относимой авторами к первой половине позднеплейстоценового оледенения. По-видимому, формирование отложений и террас, названных редантскими и отличающихся обилием вулканогенно-обломочного материала, продолжалось значительный отрезок времени. Начавшись, возможно, в первую половину позднеплейстоценового оледенения, оно безусловно продолжалось в его вторую половину и в позднеледниковое время, когда вулканическая деятельность в Приказбекском районе оставалась активной. К редантской террасе авторы относят на различных отрезках долины разновозрастные образования. Правильнее говорить о комплексе террас, имеющих аналогичный состав рыхлых отложений, причем в антиклинальных и другого рода поднятиях иногда могут сохраняться обрывки террас более древних, чем во впадинах, где реки, блуждая, обладают большой силой бокового размыва.

Между сел. Редант-2 и г. Орджоникидзе происходит быстрое снижение террас. При этом поверхности их сливаются с поверхностью поймы, залегание толщ переходит в полупокровное и затем покровное.

О том, что в течение позднеплейстоценового оледенения в Осетинскую депрессию по долине Терека была вынесена масса грубообломочного материала, свидетельствуют глыбы гранита и других пород, разбросанные среди плоского дна впадины, включая ее центральные районы. Надо полагать, что в максимальные стадии позднеплейстоценовой эпохи ледник Терека либо достигал впадины либо оканчивался где-то близ подножий.

По соседней долине Гиналдон-Гизельдон ледник выходил в пределы впадины даже в позднеледниковое время. Оставленный им моренный или гляциально-селевый конус отличается морфологической свежестью формы. Погружаясь и выравниваясь, валунные суглинки уходят под молодые флювиогляциальные отложения плоского дна.

Непосредственных доказательств выхода ледников Фиагдона и Ардона в пределы впадины не имеется, хотя этому не противоречат косвенные данные. Следы оледенения здесь погружены и перекрыты более молодыми отложениями.

При максимальном оледенении среднего плейстоцена ледники, надо полагать, по всем долинам Приказбекского района выходили далеко в пределы впадины, а выносимый ими грубообломочный материал разносился по ее дну до внешнего края включительно. Выветре-

лые глыбы кристаллических пород, встречающиеся на южном склоне Сунженского хребта, обрамляющего впадину с севера (к востоку от Эльхотовских ворот), возможно, являются свидетелями того мощного оледенения. О больших размерах среднеплейстоценового оледенения и о выходе ледников в пределы Осетинской впадины имеются указания также в работах А. Л. Рейнгарда, В. П. Ренгартена, В. Л. Виленкина, В. П. Ковалева.

В. Л. Виленкин (1964) приводит интересные сведения о древней морене на плоских вершинах Лесистого хребта (горы Лысая, Тарская), которую он относит к бакинскому (миндельскому) времени. Скорее же всего это — морена максимального среднеплейстоценового оледенения.

Суммируя данные по Приказбекскому району, мы приходим к заключению о том, что оледенение здесь было сильным и по активности соответствовало высокой интенсивности тектонических движений. Однако рельефообразующие процессы последующего времени протекали также активно, в результате чего следы геолого-геоморфологической деятельности древнего оледенения плохо сохранились: в областях денудации размыты и разрушены, в областях аккумуляции перебиты, переотложены и перекрыты молодыми отложениями.

#### 4. Ингури-Рионский район

Это центральный район южного склона Большого Кавказа как по наибольшей высоте поднятия, так и по наиболее благоприятным условиям развития оледенения и современного и древнего. Он приурочен к Транскавказскому поперечному поднятию и выходит предгорьями к Дзирульскому массиву, который вызывает отклонение водных артерий к западу, в сторону Рионской впадины.

В пределах района своей наибольшей высоты достигает Водораздельный хребет, многие из вершин которого превышают 4000—4500 и даже 5000 м (Шхара, Тетнульд и др.). Но самой отличительной чертой морфологии высокогорья здесь являются своеобразные морфоструктуры — овалы оседания, возникшие вдоль оси альпийской геосинклинали южного склона среди высокогорных хребтов, несущих современное оледенение.

Большая высота гор и наветренность их склонов относительно влажных воздушных течений, движущихся с запада, обуславливают более низкое положение современной снеговой границы на южном склоне Главного хребта, чем на его северной стороне, и большое количество долинных ледников, лишь немногим уступающих по величине ледникам северного склона (ледник Лекзыр — 11,64 км).

Из трех высокогорных депрессий, в которых берут начало три главные реки района (Ингури, Цхенисцкали и Риони), наибольшие размеры имеет Верхнесванетская, или Верхнеингуриская, впадина. Многие исследователи, посещавшие ее, описывали следы древнего оледенения (Маруашвили, 1956; Церетели, 1959), касаясь при этом отчасти и Верхнерионской впадины. В высказываемых ими суждениях заметна недооценка размеров древнего оледенения и одревнение оставленных им следов.

Л. И. Маруашвили принял позднеледниковые стадии за максимум среднеплейстоценового оледенения и поэтому сильно преуменьшил общие размеры ледниковых явлений в горах Кавказа. Д. В. Церетели отнес к среднему плейстоцену (к риссу) морены, оставленные

на междуречьях внутренних частей впадин максимальными стадиями позднеплейстоценового оледенения. Однако рельефообразующие процессы протекают в верховьях названных рек столь интенсивно и перестройка рельефа осуществляется ими так энергично, что сравнительно недавно легко признать за более древнее.

Высокогорные депрессии, возникшие в крутом южном склоне антиклинория, вдоль опущенного крыла Главного надвига, отразили в своем рельефе с удивительной яркостью разрывную тектонику. Характерная для этих мест большая контрастность рельефа усиливает поверхностные проявления трещиноватости, а трещинная тектоника, в свою очередь, вызывает дальнейшее нарастание контрастов.

Возвышающийся с севера Водораздельный хребт несет признаки резких дифференцированных движений и сильной тектонической раздробленности коренных пород. Все отрицательные мезо- и микроформы рельефа образовались вдоль разломов, сопровождающих их полос трещиноватости и отдельных открытых трещин.

Переход от окружающих гор к внутренним пространствам впадин — резкий, особенно вдоль их северного борта, где проходит Главный надвиг и высоты снижаются в среднем на 1500 м.

Глубоко расчлененные крутосклонные вершины и гребни Главного хребта уступают место междуречьям спокойных очертаний с уплощенными поверхностями и сравнительно пологими склонами (рис. 44а). Это объясняется, во-первых, изменением темпа неотектонических движений, во-вторых, распространением в депрессиях более податливых к выветриванию пород и, в-третьих, различием условий рельефообразования в ледниковые эпохи.

Местами у подножий Главного хребта на междуречьях Верхнеингурской (в окрестностях с. Таврала), а также Верхнерионской (близ Мамисонского перевала) депрессий на высотах 2700—3200 м можно наблюдать участки экзарационного рельефа с оглаженными льдом скальными выступами — подобием бараньих лбов. Они свидетельствуют, что со склонов высокогорий во впадины сбрасывались массы фирна-льда и отток их шел не только по долинам, но и по междуречьям. В максимумы ледниковых эпох эти междуречья сами попадали выше региональной снеговой границы и впадины становились ледоемами.

В дальнейшем, когда оледенение сокращалось, отток льда от высокогорий осуществлялся в основном долинными ледниками. На выложенных льдом междуречьях депрессий некоторое время сохранялись малоподвижные поля и пятна фирна-льда, при уничтожении которых получили развитие процессы плоскостной нивации, морозного выветривания и солифлюкции.

Для всех впадин характерна асимметрия поперечного профиля, обусловленная различной скоростью новейших тектонических движений и неравномерностью стока с окружающих хребтов. Большая интенсивность поднятия Главного хребта уже сама по себе вызывала перекося впадин. Кроме того, ледники и реки, стекавшие во впадины с севера, были мощнее тех, которые текли им навстречу, что заставляло центральные потоки (водные, а также ледяные) отклоняться к подножиям передовых хребтов.

Южный склон Главного хребта — это арена активной деятельности ледников и фирново-ледяных полей позднеголоценовых стадий. Мы наблюдали оставленные ими свежие следы в виде аккумулятивных и экзарационных форм рельефа в верховьях Ингури по долинам Накры, Долры (рис. 22), Местиачалы (Лекзырский ледник) и Муль-



Рис. 22.

Долина Долры — трог, слабоизмененный перигляциальными склоновыми процессами (спуск с перевала Бечо к югу)

хуры (ледники Твибед и Цаннер). Границы распространения отмечены боковыми и конечными моренами, лавинно-осыпными конусами и шлейфами, а также последовательным появлением террас.

В позднеголоценовые стадии ледники большей частью находились в пределах высокогорных хребтов, выпахивая в кристаллических породах глубокие узкие трог с многочисленными ригелями. Лишь языки их выходили во впадины (в первую позднеголоценовую стадию), не достигая, однако, осевых частей и не сливаясь между собой.

Границы распространения ледников в трогах и фирново-ледяных полях на хребтах в различные отрезки времени (стадии и более мелкие пульсации) часто приурочены к разрывным нарушениям с дифференцированными подвижками. Они отмечены ступенчатостью склонов и ригелями на дне долин.

На переходе от хребтов к впадине типичные трог, размеры которых соответствуют величине современных и близких им голоценовых ледников, сменяются широкими открытыми корытообразными долинами (рис. 23). Выходя в них, ледники голоценовых стадий теряли экзарационную способность, их аккумулятивная деятельность сочеталась с работой талых вод. Эти отрезки долин, пересекающие депрессию от подножия хребтов до осевой полосы, где текут реки Мульхура и Ингури, были выпаханы крупными долинными ледниками позднеледниковых стадий, а в голоцене видоизменены флювиогляциальными потоками, обладавшими большой силой бокового размыва. По генезису их можно назвать водно-ледниковыми. Характерными формами рельефа дна здесь являются низкие флювиогляциальные террасы и сочленяющиеся с ними флювиогляциально-селевые конусы, а у подножия склонов также лавинно-осыпные конусы и шлейфы.

В верховье Местиячалы по высоте и расположению лавинно-осыпных террас (морен оседания) видно, что язык ледника Лекзыр выхо-



Рис. 23.

Долина р. Местиачала и долина р. Мульхуры. За пологослонным среднегорьем внутренних пространств Верхнеингуриской депрессии видны скалистые высокогорные вершины Главного хребта

для во впадину в первую и вторую голоценовые стадии, а в последнюю (с максимумом в XVII—XVIII вв.) оканчивался в пределах Главного хребта.

При удалении от подножия высокогорий внутрь депрессии эрозионный врез на дне корытообразных долин увеличивается, и тогда в глаза бросается контрастное сочетание экзарационных и водно-эрозионных форм рельефа, из которых первые еще не успели разрушиться, а вторые — их поглотить.

Наиболее удачным примером может служить долина р. Мульхуры ниже устья Местиачала и продолжающая ее в морфологическом отношении долина Ингури до устья левого притока р. Лаильчала (со стороны Сванетского хребта). На этом протяжении глубокое (до 100—120 м и более) узкое ущелье врезано в дно широкой корытообразной долины со следами ледниковой и водно-ледниковой обработки.

На левом склоне долины Мульхуры над пос. Местия сохранились ясно выраженные в рельефе, несмотря на залесенность, три полосы морен оседания (рис. 25). Они отмечают уровни заполнения трога льдом в позднеледниковые стадии, когда ледник уже снизил прежнюю активность, но еще имел мощность до 500 м и длину до 30—40 км. Огромные многоступенчатые конусы мореноподобного и слабо отсортированного материала заполняют корытообразное дно, сливаясь в шлейфы (рис. 24). На стрелке слияния рек Мульхуры и Ингури сохранилась типичная морена.

По количеству морен оседания и по количеству вложенных флювиогляциально-селевых конусов улавливаются три позднеледниковые стадии ( $Q_3^4 - Q_4^1$ ).

В это время на склонах Главного и Сванетского хребтов лежали большие фирново-ледяные поля, а на сильно заснеженных междуречьях внутренних частей депрессии — малоподвижные пятна фирна; широким распространением пользовались процессы перигляциального комплекса. Поток талых вод Ингури был мощным и обладал большой силой размыва.

Приближаясь к устью р. Долры, главная долина теряет ясные признаки ледниковой обработки и приобретает черты эрозионной V-об-



Рис. 24.

Корытообразная долина р. Мულхуры. Видна перевальная седловина в долину р. Ингури с сохранившейся мореной позднеплейстоценового оледенения; X — место залегания морены



Рис. 25.

Сниженное междуречье долин Ингури и Мулхуры от подножия Тетнульда (вершина в облаках) к месту слияния рек; в склоне видны полосы боковых морен позднеледниковых стадий

разной долины с узким дном и резко выпуклым левым склоном. Нельзя согласиться с мнением Л. И. Маруашвили, считающего, что здесь долинного ледника не было. Действительно, левый склон сильно переработан за последние тысячелетия, так как к нему прижат эрозионный врез, вызвавший активное образование тектонико-гравитационных отседаний и обвалов. Но правый склон при внимательном изучении обнаруживает черты рельефа ледникового времени. Особенностью его морфологии является то, что над нижней крутой частью располагается обширная поверхность, полого поднимающаяся к подножию отрогов Главного хребта. По отношению к современной узкой и глубокой эрозионной долине — это широкая терраса с относительной высотой над Ингури от 300—500 до 800—1000 м, по отношению же к отрогам Главного хребта — своеобразная предгорная наклонная равнина, выработанная в коренных породах льдом и талыми водами.

Наверху гигантской террасы местами обнаруживаются следы ледниковой обработки — участки экзарационных подножий (над с. Таврали). Следовательно, в максимальные стадии позднеплейстоценового оледенения на междуречья впадины стекали льды со склонов высокогорий, не вмещааясь в долинах. Скоплению здесь льдов способствовало низкое положение климатической снеговой границы (в максимум ниже 2400 м). Поэтому по внутренним пространствам впадины льды двигались широким фронтом, перекрывая все элементы рельефа, но имея различную скорость в зависимости от характера подстилающей поверхности. Вдоль долин — полос сгущения тектонических трещин отток льда происходил с большей скоростью, чем по междуречьям. В результате этого одновременно осуществлялось нивально-гляциальное выполаживание междуречий и вместе с тем линейное расчленение внутренних пространств впадин сетью широких трогов.

При начавшемся потеплении, когда климатическая снеговая граница поднялась выше междуречий впадины, отток льда от высокогорий стал осуществляться долинными ледниками, но малоподвижные пятна фирна-льда еще долгое время продолжали сохраняться на междуречьях среди перигляциальных пространств.

По мере сокращения оледенения ведущая роль в рельефообразовании переходила к флювиогляциальным потокам. Их деятельность сильно отразилась в морфологии высокой своеобразной террасы правобережья, несущей во многих местах толщи слабосортированных галечно-валунных и валунно-галечных отложений времени сокращения максимальных стадий позднеплейстоценового оледенения.

Затем в позднеледниковые и послеледниковые стадии отступление долинных ледников к подножиям и в глубь Главного хребта сопровождалось образованием многоступенчатых (до 5—6 ступеней) флювиогляциально-селевых конусов, врезанных в высокую террасу.

Так сформировалась исключительно своеобразная крупная форма рельефа Верхнеингурской впадины, в которой сочетаются экзарационные, эрозивно-аккумулятивные и аккумулятивные участки.

Долина р. Ингури, проходящая слева от высокой террасы вдоль подножия Сванетского хребта, местами все же сохранила некоторые признаки бывшего экзарационного генезиса до устья Накры включительно.

Остатки дна широкой спрямленной долины в устье Накры располагаются на относительной высоте около 200 м. Мы относим эти следы ко второй группе стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ) и считаем, что длина Ингурского ледника была тогда не менее 70 км (от подножия Шхары). Если же учесть обилие осадков в этой части южного склона Центрального Кавказа и то, что Верхнеингурская впадина в максимумы похолодания включалась в ледосборный бассейн, то неизбежен вывод о значительно большей длине главного ледника, спускавшегося языком, возможно, до устья р. Ненскры и ниже.

Хорошая сохранность следов древнего оледенения помогает наметить для этого района амплитуду и скорость поднятия за последние 10—20 тыс. лет по высоте днищ трогов, сформированных ледниками различных стадий позднеплейстоценового оледенения. В пределах Главного Кавказского хребта это 350—400 м за 20 тыс. лет — около 2 см/год, внутри впадины 100—120 м за 11 тыс. лет — около 1 см/год, у подножия Сванетского хребта 200—300 м в 20 тыс. лет — около 1,5 см/год.

В Верхнеингурской впадине нам нигде не удалось обнаружить следов среднеплейстоценовых оледенений, что, по-видимому, соответ-



Рис. 26.

Долина Ингури при выходе из депрессии на пересечении смыкающихся отрогов Сванетского и Главного хребтов

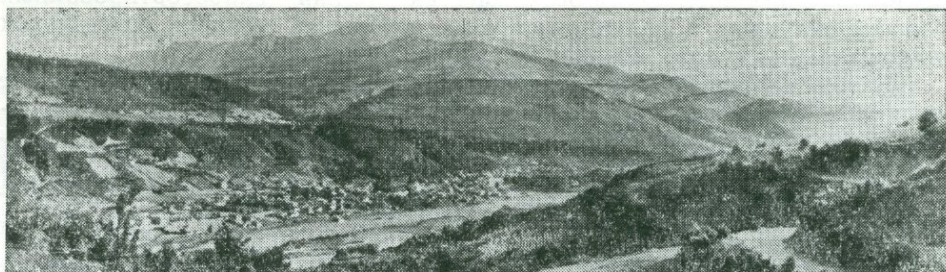


Рис. 27.

Долина р. Риони ниже Верхнерионской депрессии. Два уровня высоких террас, отвечающие двум этапам позднелейстоценового оледенения

ствуует действительности, так как интенсивность денудации и сила позднелейстоценового оледенения были достаточными, чтобы переработать рельеф за многие тысячи лет.

Современное оледенение верховий Ингури, не уступающее по величине оледенению противоположного склона, говорит о том, что географическое положение района не препятствует скоплению в высокогорье больших масс фирна-льда. Сравнительно низкое положение современной снеговой границы (3350—3450 м против 3550—3650 м на северном склоне) скорее свидетельствует о том, что климатические условия способствуют развитию большого горного оледенения. К тому же при более мягком климате депрессия снеговой границы, как правило, бывает больше, чем при более континентальном.

Активность оледенения Ингури-Рионского района на всех этапах развития соответствовала той большой энергии рельефа, которая характеризует южный склон Центрального Кавказа уже в течение долгого времени.

## 5. Лиахви-Арагвинский район

Сюда относится сниженная часть южного склона Центрального Кавказа, в пределах которого Главный хребет уступает по высоте соседнему Ингури-Рионскому участку в среднем на 1000 м и его вершины не достигают 4000 м (горы Халаца — 3941 м, Лазг-Цити — 3877 м, Чаухи — 3689 м, Барбало — 3294 м). Снижение высоты гор к югу происходит довольно быстро тремя ступенями: первая — от высокогорья к высокому среднегорью, вторая — от высокого к низкому среднегорью и третья ступень — к низкому горью, оконтуривающему внутреннее пространство Верхнекуруинской депрессии.

Передовые хребты в этой части южного склона имеют в основном среднегорный рельеф. Поэтому только верховья долин располагаются среди высоких гор, откуда они получали основную долю питания в ледниковые эпохи. Это следует считать главной причиной сравнительно небольших размеров древних ледников по всем долинам района.

Кроме того, бассейн рек Лиахви и Арагви, относящихся к бассейну Куры, значительно удален от Черного моря и находится с подветренной стороны Транскавказского поперечного поднятия относительно западных воздушных течений. Следовательно, климатические условия здесь способствовали не столько разрастанию ледников, сколько их быстрой абляции и образованию обширных разливов талых вод по окраине гор.

Следующая характерная черта морфологии и палеогеографии района вызвана его приуроченностью к южному продолжению глубинного разлома, отделяющего Центральный Кавказ от Восточного. Связанная с этим вулканическая деятельность явилась наряду с деятельностью древнего оледенения мощным рельефообразующим фактором. Сползая в долины, лавы перекрыли и уничтожили многие следы ледников, но вместе с тем выделили и подчеркнули отдельные крупные этапы в развитии позднеплейстоценового оледенения. Сочетание ледниковых явлений с вулканизмом создало некоторые общие черты в морфологии долин района с далеким от него Приэльбрусем.

Е. Е. Милановский (1968) указывает, что Кельский вулканический район, расположенный на участке пересечения Чиатурского синклинория Казбек-Цхинвальским поперечным разломом, отличается молодой вулканической деятельностью, начавшейся в среднем или даже позднем плейстоцене и продолжавшейся в голоцене. По нашим наблюдениям, извержения, запечатлевшиеся в современном рельефе, должны быть отнесены к концу позднеплейстоценового оледенения, к позднеледниковью и к позднему голоцену.

Как и в верховье Малки, первый молодой лавовый поток, называемый здесь Кошаурским, сошел в широкий трог верховья Белой Арагви, выработанный ледником второй группы стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ), и заполнил ее до устья левого притока р. Ходисцкали.

Излияние лав произошло при сокращении позднеплейстоценового оледенения, возможно, в позднеледниковое время, о чем свидетельствуют следующие факты. Конец лавового языка ложится на толщу несортированных щебнисто-гравийных суглинков со следами их обжига и дробления лав по контакту. Здесь же за краем лавового потока у левого склона долины Белой Арагви против сел. Квешети имеется обнажение высотой около 90 м. Под 4-метровым слоем карбонатных безвалунных суглинков залегает 80-метровая толща тех же несортированных щебнисто-гравийных суглинков, на которые сползли лавы.

Суглинки переполнены обломочным материалом соседнего склона и лишены вулканогенного материала. В их основании лежат озерные отложения типа ленточных глин, видимой мощностью 4—5 м, уходящие под урез воды в реках.

Подобные же озерные отложения встречены ниже по долине за пос. Пасанаури у правого склона на относительной высоте от 32 до 40 м над рекой. Они лежат на выступе коренных пород, оглаженном ледником, и перекрыты 1,5-метровым слоем песка и 2-метровым слоем несортированных суглинков, снесенных со склона.

Суммируя эти данные, можно сделать заключение о том, что, во-первых, ледник в последний максимум (во вторую группу стадий) позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ) спускался ниже Пасанаури и что долина Белой Арагви приобрела под его воздействием ступенчато-волнистый продольный профиль, обусловивший появление озера, возможно, нескольких озер на месте отступившего ледника. Во-вторых, сокращение оледенения сопровождалось интенсивным разрушением склонов трога под действием лавин, висячих ледников и перигляциальных процессов. Дно трога быстро заносилось мореноподобным несортированным материалом. В-третьих, излияние лав произошло значительно позже последнего максимума позднеплейстоценового оледенения, поскольку озеро верховья ледниковой долины успело заполниться 90-метровой толщей рыхлых отложений.

Последующие стадии позднеледникового времени оставили следы в рельефе и отложениях поверхности лавового потока, на который сползали сначала льды, оставившие морену, а затем нивально-солифлюкционные шлейфы.

Современная долина Белой Арагви врезана в лавовый поток на глубину не менее 200 м по границе его с правым коренным склоном. Она имеет форму трога (выше пос. Млети), уходящего вверх в Кельское вулканическое нагорье, где берет начало Белая Арагви и откуда кроме того стекают реки Большая и Малая Лиахви и Қсани.

Нагорье имеет рельеф, сnivelированный многократно повторяющимися молодыми излияниями лав. Его высота достигает, а в отдельных точках превышает 3500 м (вулканы Большой Непискало 3700 м и Хорисар 3738 м). В позднеледниковое и отчасти послеледниковое время оно служило одним из главных ледосборных бассейнов района, питавших ледники названных долин. По окраине нагорья деятельность ледников молодых стадий сочетается с молодыми вулканическими излияниями.

Таким образом, в верховье Белой Арагви сохранились ясные геоморфологические следы работы ледников только последних 20 тыс. лет. Хорошо разработанный трог Белой Арагви, глубоко врезанный в молодой лавовый поток и в крутой край Кельского вулканического нагорья, начавший формироваться не более 10 тыс. лет назад, служит одним из многочисленных доказательств огромной выпахивающей способности долинных ледников. Их работу нельзя сводить к моделировке водно-эрозионного рельефа.

Следы более ранних стадий и эпох древнего оледенения сильно видоизменены и уничтожены последующими процессами, среди которых большую роль играют склоновые. В этом можно было убедиться на примере 80-метровой толщи несортированных щебнисто-гравийных суглинков у края Кошаурского лавового потока, переполненных обломочным материалом с соседнего склона.

Об интенсивном разрушении склонов в последние тысячелетия говорят наряду с тем большие лавинно-селевые и пролювиально-селе-

вые конусы. Они располагаются в устьях боковых долин, прорезающих правый склон, который не имел линейного расчленения в максимальные стадии позднеплейстоценового оледенения.

В горной части района следы более ранних ледниковых эпох уцелели в виде перегибов склонов, обычно сохраняющихся над устьями притоков. Отмечаются перегибы на относительных высотах около 120—130, 200—250 и 300—400 м. Возможно, в какой-то степени они отражают этапы развития долин, связанные с оледенениями. Тогда нижний из них относится к первой половине позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^2$ ), а два высоких — к среднему плейстоцену. Более древние перегибы сохраниться не могли, так как максимальное оледенение особенно сильно переработало сформированный до него горный рельеф.

В верховье Белой Арагви, над левым склоном современной долины вдоль подножия Главного хребта просматриваются контуры древней долины на относительной высоте 400—500 м. В склоне над предполагаемой долиной имеются признаки дифференцированных (сбросовых?) движений. Следовательно, либо это действительные следы древнего трога, сформировавшегося вдоль проседавшей полосы разрывных нарушений, либо контуры долины ложные, появившиеся в результате молодых отседаний участков склона к разлому, вдоль которого проходит современная долина. Но если здесь действительно сохранился участок приподнятого и расчлененного трога, то его следует отнести к максимальной оледенению среднего плейстоцена, и этому не противоречит большая относительная высота его дна. Пропавшие с того времени, т. е. за 180—200 тыс. лет, поднятие и врез на 400—500 м составляют в среднем 2—3 м в 1000 лет, или 2—3 мм в год. Нужно иметь в виду, что распространенные в этом месте пласты известняков должны способствовать длительной сохранности древних форм рельефа.

При выявлении следов среднеплейстоценового оледенения по долине Арагви особый интерес имеет так называемая базалетская толща. В. П. Ренгартен (1932) отнес ее к нижнему плейстоцену, а затем на основании палеозоологических определений костных остатков ее стали датировать верхним плиоценом (Варенцов, Мордовский, 1954) и, наконец, понтом (Адалия, Дзоценидзе, Мацхонашвили, Меладзе, 1965). Последняя датировка столь не вяжется с геоморфологическими данными и условиями залегания слоев (отсутствие нарушений), что кажется ошибочной. По-видимому, находки костей животных были сделаны в более древней толще, к которой прислонена базалетская.

Наши выводы о возрасте базалетских отложений близки к заключению В. П. Ренгартена, только, учитывая сложность и длительность развития ледниковых эпох, мы склонны считать ее еще более молодой, относя к ледниковой эпохе среднего плейстоцена ( $Q_2^2$ ). За это говорит очень большая мощность (видимая мощность 200 м) и весьма грубообломочный состав отложений.

Базалетская толща представлена валунно-галечными сцементированными конгломератами с редкими песчаными и песчано-гравийными прослойками. Валуны и галька гранитов, сланцев, известняков характеризуются хорошей окатанностью. В разрезах наблюдается укрупнение обломочного материала кверху, где появляется большое количество валунов до 0,8—1 м в диаметре. Хорошие обнажения этих отложений тянутся справа от р. Арагви, перед выходом ее в Гори-Мухранскую впадину. Это именно то место, куда должно было выноситься

огромное количество крупнообломочного материала при максимальном оледенении гор. Аномально большая мощность отложений объясняется перегруженностью флювиогляциальных потоков обломочным материалом и тектоническим режимом подножий, опускание которых усиливалось в связи с наличием в горах большого количества снега, фирна и льда. Укрупнение валунов кверху показывает, что прогибание подножий прогрессировало по мере разрастания оледенения.

По долинам Большой и Малой Лиахви повторяется та же закономерность распространения следов древнего оледенения. В горной части района отражена деятельность молодых ледников и молодого вулканизма ( $Q_4^2$ ;  $Q_3^1 - Q_4^1$ ;  $Q_3^4$ ).

Следы более ранних стадий и эпох оледенения появляются у подножий гор по окраине Верхнекуринской, или Гори-Мухранской впадины, заходящей на запад до Сурамского кристаллического массива. Заполненная отложениями, коррелятными длительному развитию горного рельефа, она вместила и слои, синхронные ледниковым эпохам. Если богато представленная здесь сармат-душетская грубообломочная моласса отражает прошлые этапы становления горной системы, то вложенные в нее молодые рыхлые толщи, сопоставимые с современным рельефом, дают материал для палеогеографических реконструкций по четвертичному периоду.

При выходе рек Большой и Малой Лиахви в межгорный прогиб (сс. Джава и Белоти) располагаются двойные флювиогляциальные дельты (В. А. Растворова, устное сообщение) из них более высокие сильно размыты, а более низкие сохраняют морфологическую свежесть. Их следует относить соответственно к первой и второй группе стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^2$  и  $Q_3^4$ ), не древнее.

Однако подлинная палеогеографическая ценность четвертичных толщ подножий открылась в связи с археологическими исследованиями, которые проводятся здесь с 1952 г. сотрудниками Института истории материальной культуры АН СССР (Колбутов, 1960, Любин, Колбутов, 1961).

Среди выделенных толщ стратиграфическое значение имеют слои с мустьерскими и слои с ашельскими каменными орудиями; из них первые сопоставляются исследователями со слоями 3 и 4 из пещер Кударо I, III, IV, а вторые — со слоем 5 из пещеры Кударо I. Пещеры Кударо хотя и находятся в горной части южного склона, но хорошо сохранились от разрушения и скрывают в себе культурные слои и слои с костными остатками древних животных за весьма длительный отрезок времени (Верещагин, 1957). Это объясняется, во-первых, среднегорным характером окружающего их рельефа и, во-вторых, распространением карстующихся пород.

Весьма правильным нам кажется вывод А. Д. Колбутова о сложном залегании выделенных толщ, частично перекрывающих друг друга: ашельские слои местами перекрыты мустьерскими, которые в свою очередь погребены под толщей немых флювиогляциальных отложений. Исследователи сопоставляют эту толщу со слоем 2 пещеры Кударо I, III, IV, охарактеризованным костными остатками млекопитающих верхнепалеолитического фаунистического комплекса.

Колбутов говорит о двукратной перестройке долин за четвертичный период: Палео-долина, затем Пра-долина и, наконец, современная долина. Этим самым он подтверждает динамичность рельефа и большую активность рельефообразующих процессов даже по периферии гор.

Повторявшиеся перекрытия более древних толщ молодыми свидетельствуют о значительных колебательных движениях подножий, синхронных ледниковым эпохам и стадиям. Если отложения с мустьерской культурой были на несколько десятков метров перекрыты флювиогляциальной толщей, то, следовательно, опускания происходили при распространении оледенения, а сами колебательные движения с амплитудой в несколько метров, возможно, носили гляциоизостатический характер.

Что же касается датировок, даваемых толщам Южной Осетии сотрудниками палеолитического отряда Института истории материальной культуры АН АССР, то с ними согласиться трудно. Отложения с каменными орудиями мустьерского типа отнесены ими к среднему, а отложения с орудиями ашеля — к нижнему плейстоцену. По геоморфологическим признакам получается другое.

Толща флювиогляциальных отложений, залегающая сверху и не вмещающая каменных орудий, относится ко второй группе стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ), чему не противоречит состав млекопитающих из слоя 2 пещер Кударо. Тот же возраст имеют отложения слагающие хорошо сохранившиеся в рельефе флювиогляциальные дельты при выходе рек к впадине. Подстилающая эти отложения и предшествовавшая им по времени накопления толща с мустьерскими каменными орудиями отлагалась тальми водами первой группы стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^2$ ), причем поселения древнего человека могли проникнуть в Пра-долины Большой и Малой Лиахви только при сокращении этого оледенения, тем более в пещеры Кударо (I, III, IV).

Толща более крупнообломочных валунно-галечно-песчаных отложений, содержащих ашельские каменные орудия, должна быть отнесена к среднему плейстоцену, точнее, ко времени сокращения среднеплейстоценового оледенения, на том основании, что она залегаёт в местах, сохранившихся от размыва, непосредственно под двумя позднеплейстоценовыми толщами, и, следовательно, по времени накопления предшествовала им. Кроме того, принимая во внимание особенно большие размеры среднеплейстоценового оледенения, мы думаем, что рыхлые отложения, образовавшиеся до этого оледенения, на склонах и террасах долин вряд ли могли сохраниться.

Можно напомнить, что, например, в Европе культура ашеля продолжала развиваться в течение всего среднего плейстоцена, а культура мустье — в течение всей первой половины валдайской (вюрмской) эпохи (Марков, Величко, 1967).

К. К. Марков (1965) обращает внимание исследователей на то, что появление и исчезновение поселений древнего человека, владеющих какой-либо культурой производства каменных орудий, а также появление и исчезновение древних животных, считающихся руководящими, не может происходить одновременно на огромных пространствах. Могут и должны встречаться значительные отклонения, обусловливаемые географическим положением территории.

Не правильно ли было бы предположить, что Закавказье явилось одним из убежищ древнего человека во время сильных похолоданий. Оттесняемые слишком неблагоприятными условиями днепровской (рисской) ледниковой эпохи первобытные племена, владеющие ашельскими каменными орудиями, отошли к югу и проникли в Закавказье, а затем при сокращении горного оледенения распространились по предгорьям, заходя и дальше в горы (пещеры Кударо). Подобное же

произошло в дальнейшем с первобытными племенами, владевшими мустьерскими орудиями.

При этом можно сослаться на абсолютные датировки слоев с орудиями мустьерской культуры, полученные в лаборатории, возглавлявшейся В. В. Чердынцевым, для образцов, отобранных из пещеры Цон Южной Осетии (Чердынцев и др., 1967). Для пяти образцов из семи получен возраст от 30 до 50 тыс. лет (для двух — несколько больший). Это как раз соответствует времени сокращения первой половины позднеплейстоценового оледенения и перерыву, отделявшему ее от второй группы стадий. Мустьерские слои из пещеры Кударо I дали возраст  $65 \pm 8$  тыс. лет, но по техническим причинам образец оказался ненадежным.

Для ашельских слоев Южной Осетии (пещера Цон) в той же статье приводится только одно определение, равное  $120 \pm 20$  тыс. лет, признанное, к сожалению, тоже малонадежным. Однако эта цифра удивительно хорошо увязывается с тем, что продвижение к подножиям гор и в горы древних поселений с ашельской культурой происходило именно в конце среднего — начале позднего плейстоцена.

### ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ

Меньшая интенсивность новейших тектонических движений определила главные отличия этой части горной системы от рассмотренного выше Центрального Кавказа по условиям развития явлений ледникового времени. Тектонический фактор в этом случае пересиливает климатический и в западном направлении оледенение быстро сокращается, несмотря на увеличение осадков летних и зимних (табл. 2). Если на переходе от Центрального к Западному Кавказу при снижении высоты гор в среднем на 1000 м (верховье Теберды) размеры оледенения современного и древнего остаются значительными благодаря снижению снеговой границы примерно на ту же величину, то дальше к западу оледенение быстро убывает и, наконец, исчезает. Высокогорная зона активного горного оледенения прерывается, вытесняемая низкогорьем (с небольшими участками среднегорий), служившим в ледниковые эпохи ареной деятельности процессов перигляциального комплекса и среди них в первую очередь — нивальных.

Геологическое же строение главной части Западного Кавказа в общих чертах близко строению Центрального Кавказа и, следовательно, не является решающим фактором изменения условий рельефообразования во всех тектонико-геоморфологических зонах. Геологическое строение сильнее проявляет себя в периклинальном окончании мегаантиклинория, где кристаллическое ядро погружается под толщу относительно легко разрушающихся осадочных пород, но и при этом ведущую роль продолжают играть новейшие тектонические движения — небольшая скорость поднятия.

### 6. Зеленчук-Белореченский район

Снижение высоты всех тектонико-геоморфологических зон в среднем более чем на 1000 м по сравнению с Приэльбрусьем влечет за собой сильное ухудшение возможностей развития древнего оледенения. Это заметно начиная с бассейна Теберды и особо ощутимо при дальнейшем продвижении к западу. Если гора Псиш, расположенная в верховьях Большого Зеленчука и Большой Лабы, достигает 3787 м,

Таблица 2

Сравнительная характеристика климатических условий по главным метеорологическим показателям (А. А. Занина, 1961)

Место метеостанции	Абсолютная высота, м	Температура (град.)			Число дней		Количество осадков, мм			Снежный покров		
		I	VII	средне-годовая	ясных	пасмурных	холодое время года	теплое время года	среднее годовое	среднее появление	средний сход	средняя из наибольших декадных высот, см
Западный Кавказ												
Ачишко	1880	— 5,5	12,5	3,5	54	148	1312	1305	2617	20/X	15/VI	470
Центральный Кавказ												
Бермамыт	2586	— 7,4	9,0	0,8	—	—	639	85	724	20/X	29/V	21
Эльбрус	4250	—17,5	—0,4	—9,0	59	130	—	—	—	—	—	—
Казбек	3653	—14,1	3,6	—5,1	59	96	847	227	1074	12/VIII	14/VII	66
Восточный Кавказ												
Сулак	2923	—11,0	7,9	—0,9	75	93	154	831	985	19/IX	4/VI	61

то гора Псеашхо (верховье Малой Лабы) и гора Чугуш (верховье Белой) лишь немногим превышают 3200 м (3255 и 3240 м). Таким образом, рельеф осевой зоны здесь относится к низкому высокогорью, переходящему по окраинам хребтов и отдельных массивов в высокое среднегорье.

Не менее резко снижаются и остальные зоны: за Кубанью в два, за Зеленчуком в три раза, еще сильнее за Лабой и Белой, где юрская депрессия и Скалистый хребет вообще исчезают. Это происходит за пределами описываемого района.

В бассейнах Зеленчука, Лабы и Белой область питания древних ледников и сами ледники в основном не выходили за осевую зону. Исключением, по-видимому, являлась максимальная ледниковая эпоха среднего плейстоцена.

Значительное своеобразие древнему оледенению района придавали мягкие климатические условия, менявшие комплексы рельефообразующих процессов холодных эпох, например, вызывая сокращение роли мерзлоты и солифлюкции, но увеличивая роль нивации, а также делювиальных процессов. Здесь выпадало большое количество твердых осадков, но в то же время они очень активно таяли.

Обилие твердых осадков обеспечивало формирование на междуречьях осевой зоны облегающих толщ фирна-льда, имевших, однако, по условиям быстрой абляции небольшую мощность. С этим же была связана многоводность флювиогляциальных потоков на дне долин и талых вод на склонах долин.

При небольшой интенсивности поднятия северного склона возникшие на пересечении Скалистого хребта местные базисы эрозии приобретали в ледниковые эпохи важное рельефообразующее значение. Подпруженные ими талые воды широко блуждали в пределах юрской депрессии, образуя разливы и частично переливаясь в соседние долины. Чем дальше на запад, тем все более молодые флювиогляциальные террасы распространены на междуречьях: между Кубанью и Малым Зеленчуком — среднего плейстоцена, между Малым и Большим Зеленчуком — второй половины позднеплейстоценового оледенения, между Большим Зеленчуком и Урупом — позднеледникового времени.

В связи с небольшой интенсивностью тектонических движений и соответственно меньшей активностью процессов денудации в пределах северной окраины гор создаются условия, благоприятствующие сохранению древних террас и древних денудационных поверхностей. Это то место, где по северной периферии Большого Кавказа возможно встретить так называемые предгорные лестницы, не заходящие, однако, южнее Скалистого хребта.

Именно в этом районе по северной окраине куэстовой зоны на водоразделе Зеленчуков и за Урупом сохранились высокие террасы (до 280—320 м и выше), относимые И. Н. Сафроновым (1956) и А. В. Кожевниковым (1961) к верхнему плиоцену.

## 7. Северо-Западный окраинный район

Он расположен на периклинальном погружении Большекавказского мегаантиклинория, что определяет исключительное своеобразие района в пределах всей горной системы. Две значительные вершины Оштен (2808 м) и Фишт (2852 м) завершают высокое среднегорье осевой зоны, поднимаясь над Пшехо-Адлерским разломом, за которым

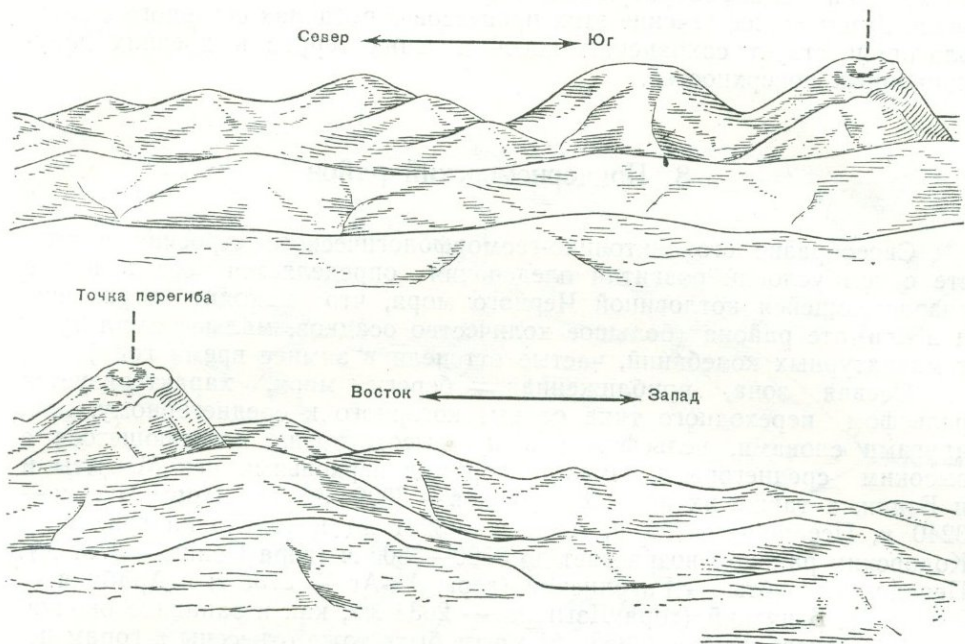


Рис. 28.

Общий вид гор в пределах Северо-Западного окраинного района. Последние среднегорные вершины осевой зоны среди перигляциального низкогорья

начинается низкое среднегорье с высотами 1250—1850 м, а дальше за Туапсинским разломом — типичное низкогорье, не превышающее 800—900 м. Горы здесь не только становятся ниже, но вместе с тем приобретают преимущественно пологие склоны и очень спокойные формы (рис. 28), отражающие одновременно малую амплитуду новейших поднятий и повсеместное распространение осадочных легко разрушающихся пород.

Пешехо-Адлерский поперечный разлом служит границей возможного возникновения горного оледенения в пределах Большого Кавказа. Поэтому главным отличием Северо-Западного окраинного района является полное отсутствие следов непосредственного пребывания ледников и фирново-ледяных полей. Даже в максимумы похолоданий в этом районе, включая его осевую зону, господствовали перигляциальные, а среди них преобладали нивальные процессы. В пределах осевой зоны самой высокой Лазаревской ступени (1250—1850 м) в максимумы позднеплейстоценового оледенения могли существовать перелетывающие снежники, возможно, переходящие при наиболее благоприятных условиях микрорельефа и микроклимата в небольшие пятна фирна, а в ледниковую эпоху среднего плейстоцена — в зародышевые формы оледенения. Но морфологические следы этого до сих пор не обнаружены; они, должно быть, сильно видоизменены, в большинстве случаев уничтожены.

Отмечая тектоническое и морфологическое различие крутого, местами обрывистого южного склона и пологого, растянутого северного, в районе можно выделить два подрайона — Надчерноморский и Прикубанский; каждому из них свойственно некоторое своеобразие в

проявлении рельефообразующих процессов холодного и теплого времени. Замедленное течение этих процессов в пределах северного склона благоприятствует сохранению здесь древних террас и древних денудационных поверхностей.

## 8. Причерноморский район

Своеобразие его тектонико-геоморфологического строения и вместе с тем условий развития оледенения определяется соседством с разрастающейся котловиной Черного моря, что находит отражение и в климате района (большое количество осадков, малые амплитуды температурных колебаний, частые оттепели в зимнее время года).

Осевая зона, приближенная к берегу моря, характеризуется рельефом переходного типа от высокогорного к среднегорному, или, другими словами, рельефом низкого высокогорья, сочетающегося с высоким среднегорьем. Высота гор над верховьями рек Мзымты и Бзипи, а также их правых притоков — 3000—3250 м (горы Чугуш — 3240 м, Псеашхо — 3255 м, Агепста — 3261 м) и только на границе с Кодорским районом возрастает до 3700—3800 м (гора Псиш — 3787 м). Передовые хребты — Гагринский (горы Ах-Аг — 2736 м и Арабика — 2661 м) и Бзипский (гора Дзышра — 2634 м), как и западное окончание Абхазского хребта (2853 м), могут быть тоже отнесены к горам переходного типа от высокогорий к среднегорью. Их недостаточная абсолютная высота отчасти возмещается относительной высотой гор до 1500 м над дном главных долин.

Все тектонико-геоморфологические зоны в пределах района — осевая, сланцевой депрессии, передовых хребтов и молодых предгорий — выражены четко, но сужены. Границы между ними подчеркнуты разломами и ступенчатыми сбросами (Растворова, 1961а). Роль разрывной тектоники велика и хорошо увязывается с сейсмичностью района (Растворова, 1961б).

Гагринский и Бзипский хребты подходят отрогами к самому берегу Черного моря и круто обрываются к его котловине, неся в склонах признаки дробления и перетирания пород, вызванного сильными дифференцированными движениями (рис. 29, а).

Большие напряжения в земной коре, созданные близостью двух-трехкилометровых глубин Черного моря с кристаллическим основанием осевой зоны, усиливались по мере того, как поднимался Большой Кавказ и опускалось дно разраставшейся Черноморской впадины (Милановский, 1967). Параллельно с этим развивались разломы и надвиги, сопровождавшие их зоны дробления и трещиноватости. Заложенные как синклинали и антиклинальные структуры, тектонико-геоморфологические зоны давно переросли в синклинали — грабены и антиклинали — горсты. Роль разрывной тектоники так велика, что одной из главных особенностей морфологии здесь стала ступенчатость склонов хребтов и долин.

Приморский климат с большим количеством осадков создавал возможность развития оледенения при господстве относительно невысоких гор (на 2000 м ниже, чем в Ингури-Рионском районе). Близость оледенелых хребтов к теплому морю должна была вызывать не только обильное выпадение осадков, но также частые вторжения в горы теплого воздуха, а следовательно, и частые переходы температур через 0°C.

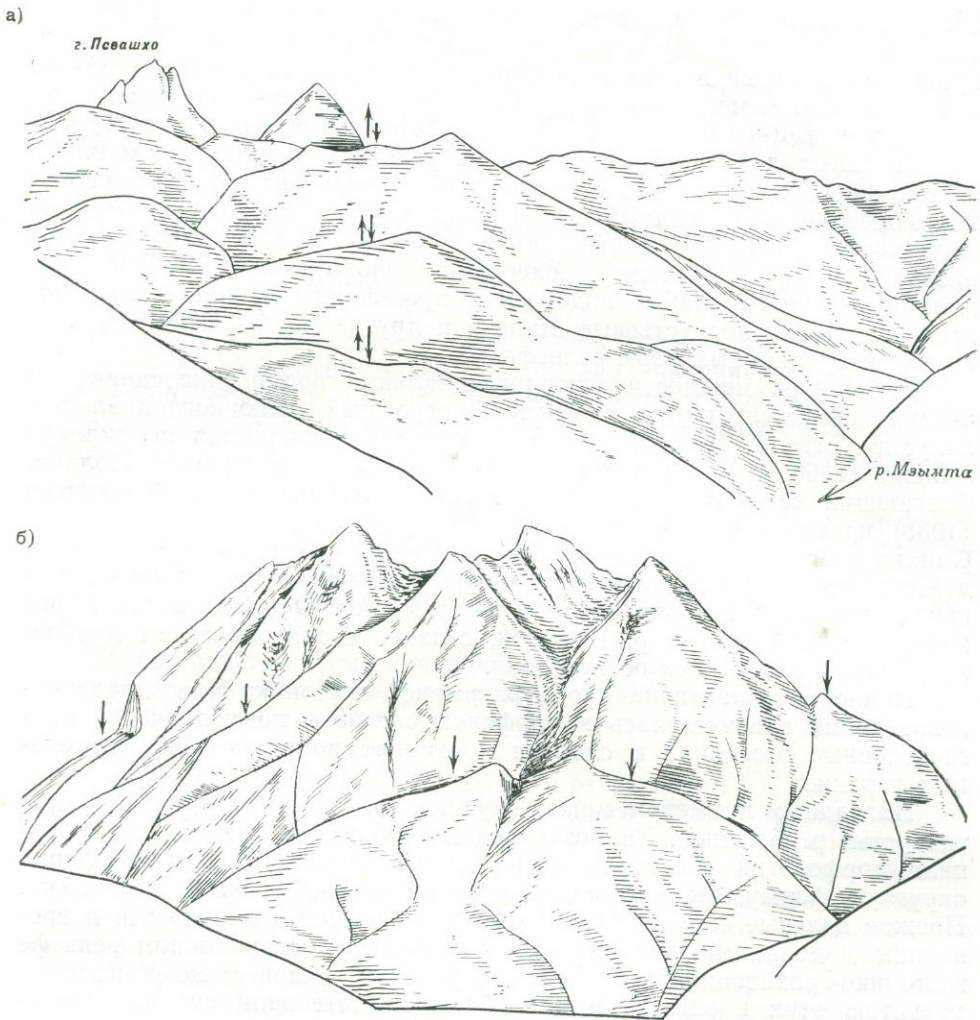


Рис. 29.

Отражение разрывной тектоники в рельефе Причерноморского района: а) — ступенчатость южного склона Главного хребта над верховьем Мзымты; б) — Аибга (2456 м) с тектонико-гравитационными отседаниями в склонах

Приход и расход снега происходил активно, что выражалось в обилии свежевыпавшего снега и его интенсивном таянии. Особенно большое значение поэтому приобретали нивальные процессы в широком смысле слова и деятельность флювиогляциальных вод, что, пожалуй, и было самой яркой чертой оледенения в Причерноморском районе.

Низкое положение снеговой границы (климатическая снеговая граница располагалась не выше 2000 м) обеспечивало скопление в максимальные стадии позднеплейстоценового оледенения облегающих толщ фирна-льда на верху Главного и передовых хребтов. Плоскостной экзарации в верхнем ярусе рельефа способствовало наряду с тектонической раздробленностью пород также то обстоятельство, что льды здесь были «теплее», чем в других районах, т. е. температура льда на границе с подстилающей поверхностью всегда приближалась к 0°C.

Таким образом, деятельность гляциальных и нивальных процессов теснейшим образом переплеталась между собой, создавая комплекс процессов, который в этих природных условиях, наверное, правильнее называть гляциально-нивальным (а не нивально-гляциальным).

В максимальные стадии позднеплейстоценового оледенения ледники главных долин заканчивались на участках ущелий, выходящих к котловине Черного моря, которые, к сожалению, не обнаруживают в настоящее время очевидных следов гляциальной обработки. В позднеледниковое время эти участки трогов были сильно видоизменены эрозионными и склоновыми процессами. Только некоторые боковые долины, имеющие слабые водотоки и проходящие в известняках, сохраняют до сих пор устьевые ступени и другие морфологические признаки экзарационных форм рельефа.

О большой мощности флювиогляциальных вод позднеледниковых стадий свидетельствует, например, огромный флювиогляциальный конус в устье р. Бешеной, долина которой начинается со склонов Ачишхо (2366 м) и выходит к долине Мзымты у пос. Красная Поляна. Слагающий ее почти несортированный материал А. И. Москвитин (1938) назвал мореной, отнеся к максимуму последнего оледенения. Однако этот конус имеет позднеледниковый возраст. Он сформирован деятельностью талых вод непостоянного режима и может быть назван континентальной флювиогляциальной дельтой. Обилие обломочного материала, вынесенное р. Бешеной, связано с тектоническим дроблением пород, слагающих осевую зону.

Подчеркнуто активная роль разрывной тектоники в позднеледниковое время запечатлелась в морфологии района повсюду через многочисленные отседания и оползни в склонах долин, хребтов, отдельных вершин.

Наглядным примером может служить гора Аибга (рис. 29, б) против устья р. Бешеной. За позднеледниковое время она заметно изменила морфологию. Ее вершина, имевшая под шапкой снега и фирна округлую форму, была изъедена карами, снегосборными воронками. Прежде цельные склоны были расчленены мелкими лавинными и эрозионными долинами. Но еще ярче отразились в современном рельефе тектонико-гравитационные отседания участков склонов; повсеместному развитию этих процессов весьма благоприятствовали сильная заснеженность гор и обильное смачивание незалесенных поверхностей нивальными водами, проникавшими в тектонические трещины. Подножия склонов тонут в грядках оползшего и осевшего материала.

Массив Аибга производит впечатление несколько обособленного блока, который в позднеледниковое время начал разрушаться и даже расседаться по разрывам. По мере угасания оледенения и усиливавшейся залесенности склонов эти процессы ослабли, возможно, совсем прекратились, несколько активизируясь в голоценовые стадии в связи с большой заснеженностью.

## 9. Кодорский район

Определяющими обстоятельствами для развития древнего оледенения в этом районе были, во-первых, близость к Черному морю, означавшая достаточное количество твердых осадков в ледниковые эпохи, и, во-вторых, большая высота как Главного хребта (гора Домбай-Ульген 4040 м), так и передовых хребтов — Абхазского (3023 и 3156 м) и Кодорского (горы Ходжали — 3309 м, Магуаширха — 3847 м).

Вершинные части гор, превышавшие в максимум позднеплейстоценового оледенения региональную снеговую границу не менее чем на 1500—2000 м, покрывались облегающими толщами фирна-льда. Зажатая между высокими горами узкая продольная депрессия верховий Кодори и Чхалты, выраженная в рельефе глубокими грабен-трогами, благоприятствовала скоплению больших масс фирна-льда, активно поступавших с крутых ступенчатых склонов. Создававшиеся в ее пределах относительно холодные микроклиматические условия предохраняли льды от слишком быстрого таяния, способствуя образованию крупного долинного ледника, язык которого спускался далеко к окраине гор.

Но в позднеледниковые стадии ледник Кодори, по-видимому, уже не сливался с ледником Чхалты и они оба оканчивались в пределах продольной депрессии. Следы, оставленные этими ледниками, нередко относят к максимальным стадиям позднеплейстоценового оледенения. Рождаемые ими флювиогляциальные воды, сливаясь, образовывали мощный поток, обладавший большой силой размыва.

Именно поэтому ниже устья Чхалты долина Кодори обнаруживает в продольном и поперечных профилях признаки водно-эрозионного генезиса, и все же нельзя сомневаться в том, что она выработана на месте трога максимальных стадий позднеплейстоценового оледенения.

Доказательства этому появляются ниже по долине, когда она вступает по окраине гор в зону не столь активных поднятий и, следовательно, меньшей интенсивности экзогенных процессов, видоизменивших рельеф ледникового времени.

Над ущельем, которым долина открывается к окрестностям пос. Цебельда и затем к прибрежной полосе Черного моря, на левом склоне в рывине обнажается плащ несортированных мореноподобных суглинков мощностью 1—2 м. Он покрывает верхнюю более пологую часть склона и свидетельствует о широком распространении нивальных и других процессов перигляциального комплекса на северных склонах сниженных отрогов Кодорского хребта, не превышавших 1000 м. Такие отложения могли формироваться на уровне, близком к орографической снеговой границе при сильной заснеженности склонов и при отсутствии на них не только залесенности, но и сплошной задернованности.

Естественно отнести формирование мореноподобных отложений на пологих склонах к максимальным стадиям позднеплейстоценового оледенения и, основываясь на этом, считать, что природные условия того времени не противоречили существованию больших долинных ледников, в их числе крупного Кодорского ледника, главным доказательством чему служат рельеф и отложения окрестностей Цебельды. Они много раз привлекали внимание исследователей и вызывали споры, являются ли отложения ледниковыми (Гептнер и Федоров, 1962) или аллювиальными (Маруашвили, 1953; Великовская и Кожевников, 1959).

Теснейшая связь цебельдинских образований с деятельностью большого горного оледенения вытекает из ряда геоморфологических данных как по всему Кодорскому району, так и по этому небольшому участку. К нему выходили льды не только из долины Кодори, но и по соседней сравнительно небольшой долине Амткели, имевшей ледосборный бассейн на юго-западных склонах Абхазского хребта. При потеплении и сокращении оледенения отсюда к подножиям гор должны

были часто сходиться гляциальные сели, роль которых в формировании рельефа и отложений окрестностей Цебельды тоже нельзя отрицать.

Сочетание деятельности льда с деятельностью флювиогляциальных потоков непостоянного режима, приобретающих временами селевый характер, должно считаться типичным явлением при потеплениях климата. В мягких природных условиях это было выражено сильнее, и нельзя ожидать, чтобы близ побережья теплого моря обломочный материал, выносимый ледником, отлагался без самого активного участия в этом процессе талых ледниковых вод.

### ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ

Его отличия созданы существенными изменениями всех главных факторов горного оледенения, вызванными, во-первых, перестройкой структуры мегаантиклинория (погружением кристаллического ядра, растянутостью смятого в складки северного и обрывистостью южного склона) и, во-вторых, близостью территории к Каспийской засушливой области.

Господство в осевой зоне податливых к разрушению сланцев лейаса обусловило снижение высоты хребтов и отдельных вершин в среднем на 500—1000 м по сравнению с Центральным Кавказом, несмотря на то что новейшие тектонические движения в пределах Восточного Кавказа обладают меньшей активностью и характеризуются большими амплитудами (сарматские известняки на верху высокогорий).

Особенно же не благоприятствуют развитию оледенения климатические условия: малое количество осадков, в том числе зимних, и высокая солнечная радиация.

Вместе взятое, это отражается в очень небольших размерах современного оледенения, приуроченного к редким изолированным массивам с высотами более 4000 м. Невелико было и древнее оледенение, охватывавшее всю высокогорную осевую зону, но сильно уступавшее оледенению Центрального Кавказа по мощности фирново-ледяных полей и по длине долинных ледников.

Своеобразие северного склона создавалось обширностью перигляциальных пространств и ведущей ролью мерзлотных процессов в рельефообразующем комплексе, а южного, наоборот, — крайней ограниченностью узкой перигляциальной полосы в крутом ступенчатом склоне и широким распространением у подножия гор флювиогляциальных и флювиальных процессов.

### 10. Аргунский район

При переходе из бассейна Терека в бассейн Аргуна сразу же вступают в силу упоминавшиеся отличия Восточного Кавказа от Центрального: резко изменяется климат и геологическое строение осевой зоны. Сходной чертой остается тектоническая активность и большая тектоническая раздробленность гор, обусловленные соседством районов с разграничивающим их глубинным разломом. Однако вулканической деятельности в бассейне Аргуна не наблюдалось.

Заметно и некоторое орографическое сходство между районами, выражающееся в том, что наибольшие высоты в обоих случаях приурочены к Боковому хребту. В верховьях Аргуна это — массив Тебулос-Мта (4494 м) и массив Диклос-Мта (4275 м). Высоты Главного

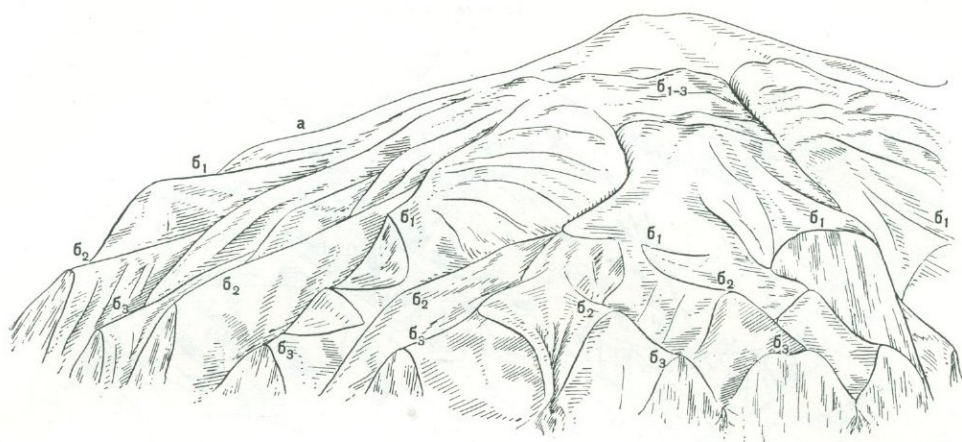


Рис. 30.

Пологотеррасированный правый склон долины Хочарой (приток Аргуна) в юрской депрессии: а — следы перигляциального выполаживания времени максимальных стадий позднеплейстоценового оледенения; б<sub>1</sub>, 2, 3 — следы перигляциального выполаживания позднеледниковых стадий

хребта здесь уступают Боковому в среднем на 1000 м (гора Большая Барбало — 3294 м). Климатическая снеговая граница, по-видимому, не спустилась ниже 3000 м.

Тектонико-геоморфологические зоны выдерживаются довольно правильно. Юрская депрессия имеет большую ширину, чем в Приказбекском районе, и менее ясную границу с осевой зоной из-за отсутствия существенных литологических различий в слагающих породах. Своеобразием ее морфологии на этом участке является наличие высокой продольной гряды, обладающей, подобно Скалистому хребту<sup>4</sup>, пологими террасированными склонами (рис. 30).

Следы непосредственной деятельности древнего оледенения сильно нарушены и в большинстве случаев уничтожены. Главными причинами этого следует считать малые размеры ледников и большую активность перигляциальных процессов, сопутствовавших оледенению и распространявшихся вслед за его сокращением. Ведущая роль мерзлоты и солифлюкции в этом комплексе ощущалась здесь достаточно сильно.

В осевой зоне все же в ряде мест восстанавливаются корытообразные днища прежних трогов, расчлененные эрозией (рис. 31). Их высокое положение над современными реками (до 300—350 м на пересечении осей хребтов), во-первых, заставляет отнести эти трог к максимальным стадиям позднеплейстоценового оледенения и, во-вторых, подтверждает большую интенсивность молодых тектонических движений (1,5—2,0 см/год).

Корытообразные долины осевой зоны свидетельствуют о том, что оледенение, несмотря на относительно высокое положение климатической снеговой границы и в среднем небольшую высоту хребтов, все же охватывало осевую зону, но не было облекающим по всему верхнему ярусу рельефа. Только на высоких массивах Бокового хребта наблюдалось сплошное покрытие междолинных пространств толщами

<sup>4</sup> Речь идет о южном склоне Скалистого хребта, обращенного к юрской депрессии.

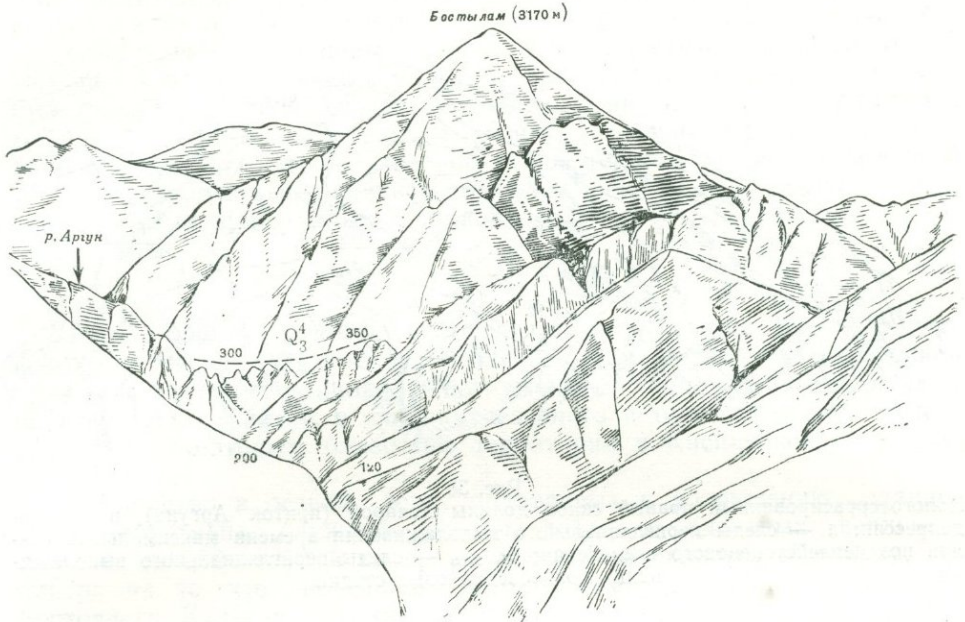


Рис. 31.  
Верховье долины р. Аргун на пересечении Бокового хребта с хорошо сохранившимися следами расчлененного дна трога максимальных стадий позднеплейстоценового оледенения

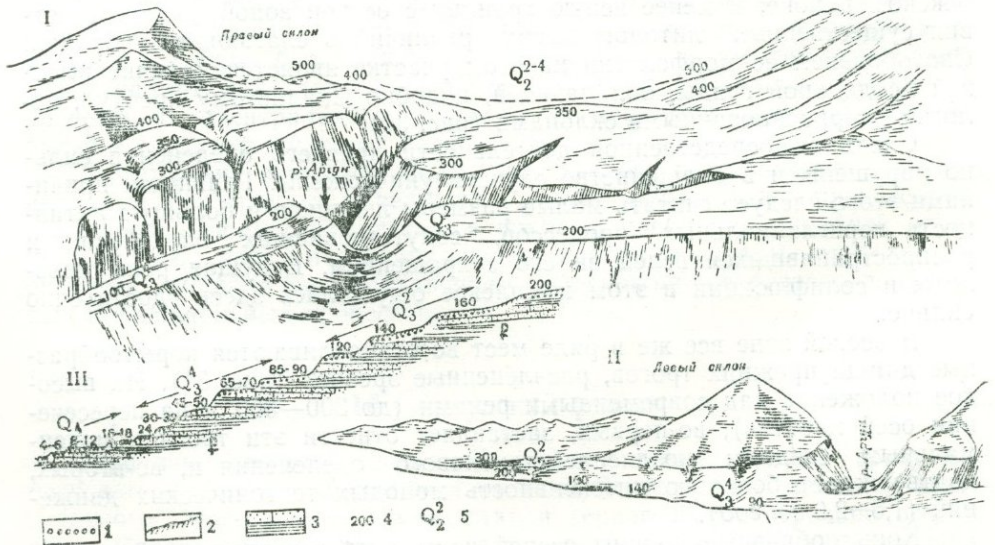


Рис. 32.  
Следы среднеплейстоценовых этапов развития долины р. Аргун:  
I — выход долины из гор в Шотойскую котловину (взгляд из котловины вверх по течению); II — северная окраина котловины и выход долины из ее пределов (взгляд из котловины вниз по течению реки); III — сводный профиль террас р. Аргун в Шотойской котловине.  
1 — щебнисто-галечные слабо промытые отложения небольшой мощности (до 10—15 м); 2 — покровные суглинки и супеси; 3 — пестроцветная толща песчаников, мергелей, глин; 4 — относительная высота над р. Аргун в метрах; 5 — возраст

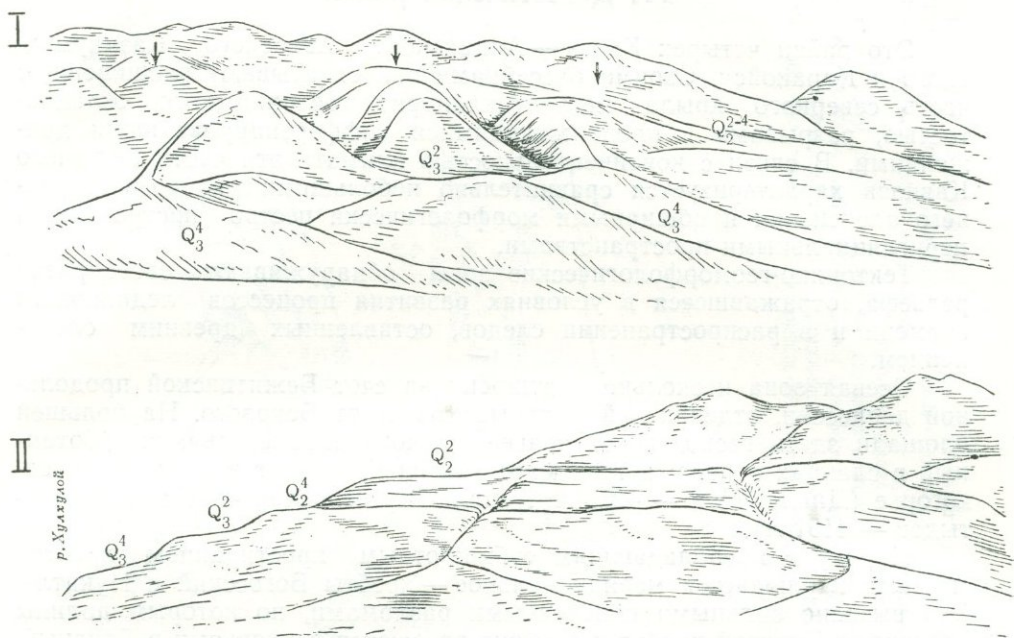


Рис. 33.

Схематические рисунки подножия гор на переходе к Чеченской равнине.  
 I. Левобережья р. Аргун, II. Левобережья р. Хулхулой (восточнее р. Аргун)

фирна-льда, а в остальной части преимущественно низкого высокогорья области питания были представлены более или менее разобщенными полями небольшой мощности. Между ними были вкраплены участки перигляциальных пространств, разраставшиеся при сокращении оледенения.

Долинные ледники в максимальные стадии позднеплейстоценового оледенения выходили за пределы высокогорий и заканчивались языками в юрской депрессии, не спускаясь ниже южного подножия Скалистого хребта. В позднеледниковое время они ушли к подножиям наиболее возвышенных массивов, а в голоценовые стадии оледенение было совсем небольшим и рассеянным, подобно современному.

В Аргунском районе, таким образом, ледниковая эпоха позднего плейстоцена была эпохой преобладающего распространения перигляциальных пространств и ведущей роли мерзлоты и солифлюкции в рельефообразовании. Выполаживание верхнего яруса рельефа высокогорий осуществлялось при активном участии этих процессов и облегчалось господством податливых к разрушению сланцев лейаса.

За южным склоном Скалистого хребта начиналась область распространения флювиогляциальных процессов, запечатлевшихся в рельефе Шотойской котловины (рис. 32). Ее большой интерес заключается в том, что относительно малая мощность Аргунского ледника и его флювиогляциального потока в позднеплейстоценовую эпоху помогли сохраниться формам рельефа и отложениям предшествовавшей более сильной ледниковой эпохи среднего плейстоцена. Широкие долины того времени можно наблюдать по перегибам склонов также при выходе рек к Чеченской равнине (рис. 33).

## 11. Дагестанский район

Это район четырех Койсу — Андийского, Аварского, Казикумухского и Каракойсу. Своими бассейнами они охватывают расширенную часть северного крыла мегаантиклинория, осложненного складчатостью, разрывами и продолжающимися дифференцированными движениями. В связи с континентальностью климата эта часть Большого Кавказа характеризуется сравнительно небольшими размерами древнего оледенения и обширными морфологически пестро построенными перигляциальными пространствами.

Тектонико-геоморфологические зоны обнаруживают своеобразие рельефа, отражавшееся в условиях развития процессов ледникового времени и в распространении следов, оставленных древним оледенением.

Осевая зона несколько расширена за счет Божитинской продольной депрессии, отделяющей Главный хребет от Бокового. На большей площади здесь господствует рельеф низкого высокогорья, выработанный в сланцах лейаса; в трех массивах он переходит в типичное высокогорье (Диклос-Мта — 4275 м; Адала-Шухгельмеэр — 4151 м, Дюльтыдаг — 4131 м).

Наряду с преобладающим субширотным простиранием хребтов местами наблюдается меридиональное — хребты Богосский и Нукатль. Это вызвано сильными поперечными разломами, по которым долины рассекают Боковой хребет и глубоко врезаются верховьями в Главный. Тушинская Алазань — один из истоков Андийского Койсу, берет начало на южном склоне Главного хребта и по глубокому ущелью уходит на север.

Судя по расположению высоких массивов и очагов современного оледенения, только Боковой хребет нес достаточно мощные толщи фирна-льда, облекавшие вершины гор в максимумы позднеплейстоценового оледенения. В остальной части осевая зона была покрыта более или менее изолированными и маломощными полями фирна-льда, и наряду с плоскостной нивально-гляциальной денудацией на соседних оголенных участках происходила плоскостная перигляциальная денудация. Роль последней в позднеледниковое время увеличивалась. Выполяживанию верхнего яруса рельефа весьма способствовало однообразие геологического строения при господстве довольно легко разрушающихся пород.

О меньших размерах позднеплейстоценового оледенения осевой зоны, чем в других районах Северного склона, свидетельствует такой убедительный факт, как небольшая длина долинных ледников. Даже в максимальные стадии этой эпохи они не выходили из осевой зоны и языки их не вдавались в среднеюрскую депрессию<sup>5</sup>. В ее пределах поэтому блуждали флювиогляциальные потоки, подпруженные ниже на пересечении сундучных складок Известнякового Дагестана обвалами. Они формировали широкие террасы высотой до 80—90 м (вторая половина позднеплейстоценового оледенения —  $Q_3^4$ ) и до 150—160 м (первая половина позднеплейстоценового оледенения —  $Q_3^2$ ).

Относительно небольшие размеры ледников этой эпохи благоприятствовали сохранению от размыва и более высоких террас

---

<sup>5</sup> Изменение названия юрской депрессии на среднеюрскую объясняется тем, что в пределах Восточного Кавказа мощность доггера возрастает и породы этого возраста слагают большие пространства в пределах депрессии.

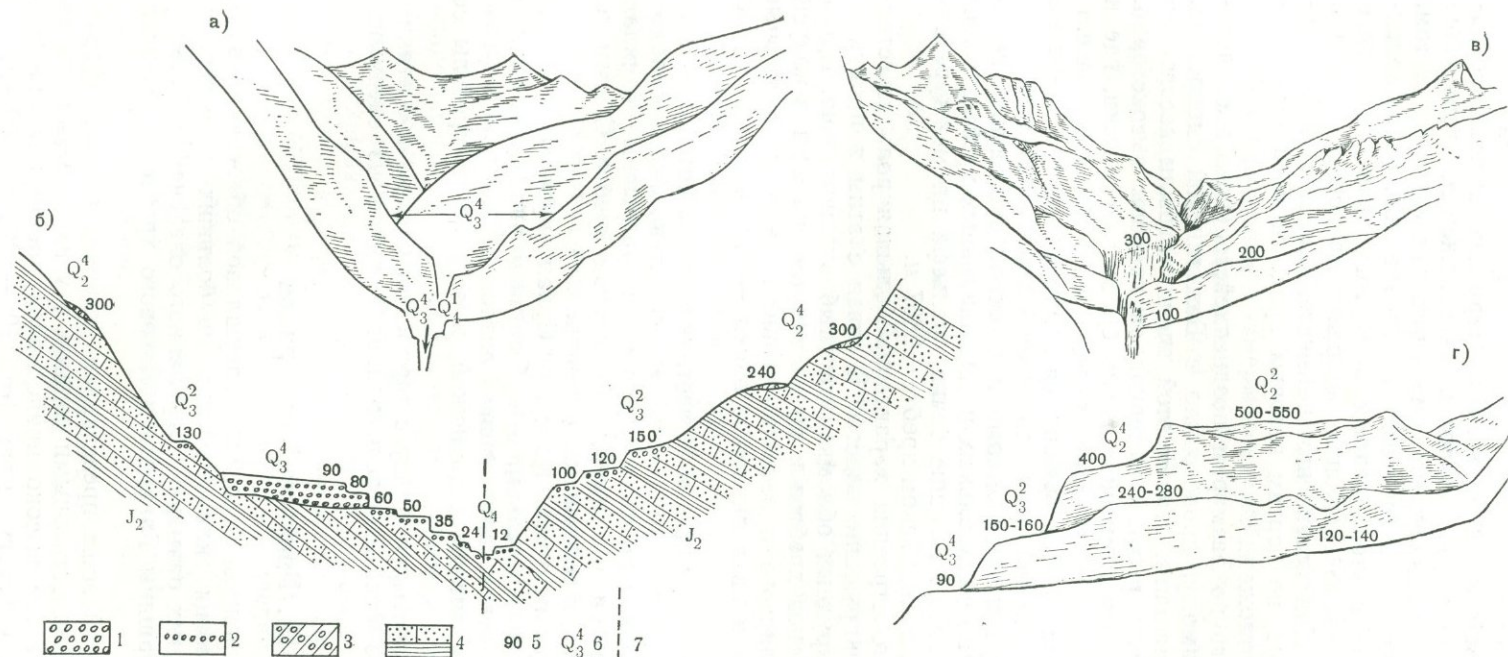


Рис. 34.

Следы процессов ледникового времени в долинах Дагестана.

а — корытообразная долина Казикумухского Койсу с эрозионным врезом позднеледникового и послеледникового времени (из среднеюрской депрессии); б — поперечный профиль долины Казикумухского Койсу в пределах среднеюрской депрессии с доминирующей в рельефе флювиогляциальной террасой средневалынского времени; в — широкая корытообразная долина Аварского Койсу с глубоким эрозионным врезом позднеледникового и послеледникового времени (из среднеюрской депрессии); г — три уровня высоких террас Аварского Койсу в среднеюрской депрессии, соответствующих трем крупным этапам в развитии оледенения.

1 — валунно-галечные отложения хвалынской террасы с преобладающим размером валунов 20—30 см; 2 — галечно-валунные отложения небольшой мощности; 3 — мореноподобные, в основном лавинно-солифлюкционные отложения со склонов; 4 — песчаники и глинистые сланцы средней юры; 5 — относительные высоты в метрах; 6 — возраст террас и долин; 7 — место перенесения профиля вверх или вниз по течению реки

(до 300—400 м и более), относимых нами к среднему плейстоцену (рис. 34).

По границе с осевой зоной на высоких террасах местами сохранились грубообломочные слабосортированные отложения, говорящие о значительно больших размерах максимального оледенения и о том, что ледники тогда выходили в среднеюрскую депрессию. Льды заполняли расширения долин в этой депрессии и утрачивали при этом активность, чем обусловлено скопление мореноподобного материала на высоких террасах. При потеплении на месте ледоемов могли временами возникать озера, по бортам которых продолжалась аккумуляция несортированных отложений.

Во время меньшего по размерам позднеплейстоценового оледенения подобное, по-видимому, происходило в Бежетинской депрессии. Даже ледники максимальных стадий этой эпохи не были достаточно активны, чтобы выносить рыхлый материал за пределы высокогорий. Он скапливался у подножия склонов вдоль бортов депрессии, где и отмечен Л. И. Маруашвили как морены высотой до 300 м и более.

Своеобразие района, не повторяющееся в других частях Большого Кавказа, создается обширной перигляциальной зоной Известнякового Дагестана с его сундучными складками и сложной орографией невысоких (2000—2300 м) антиклинальных и синклинальных хребтов, куэст и котловин (Шукин, 1926). Высшие точки рельефа на междуречьях Койсу — 2334—2354 м, в Андийском хребте — 2807 м.

Для геологического строения характерна большая роль известняков, включающих бронирующие пласты. В связи с этим в продуктах выветривания много крупных обломков до глыб включительно. Вдоль подножия крутых склонов хребтов и долин тянутся шлейфы и конусы солифлюкционно-оползневые и лавинно-осыпного материала, которые подпруживали реки, а в ледниковые эпохи — флювиогляциальные потоки.

Как весь район в целом, так и Известняковый Дагестан в частности, обладают повышенной тектонической активностью. Очень молодые, можно сказать, продолжающиеся нарушения (и разрывные и складчатые) наблюдались нами, например, в Андийском хребте. С этим хорошо согласуется высокая сейсмичность района.

Образованная слиянием всех Койсу, р. Сулак прорезает отроги Андийского хребта узким ущельем, выработанным вдоль поперечного разлома. Затем река пересекает серию разломов, которыми горы ограничены от аккумулятивных подножий, и вступает в пределы современного предгорного прогиба.

Об увязке террас четырех Койсу с террасами Сулака и с этапами развития Каспийского бассейна речь пойдет в одной из следующих глав.

## 12. Прикаспийский район

Соседство с внутренним бассейном засушливой области не вызывает заметного смягчения климата даже на больших высотах, что отражается в ничтожных размерах современного оледенения, несмотря на то что многие вершины Главного и Бокового хребтов превышают 3500—4000 м.

Рельеф всей осевой зоны представлен типичным высокогорьем, которое доминирует над остальными горами, а у их подножий резким контрастом располагается высоко приподнятая предгорная равнина, полого наклоненная к берегу моря (от 1100—1000 до 300—250 м).

Высокогорье осевой зоны и наклонная равнина подножий — две главные морфоструктуры этого района, создающие его облик и выражающие важную особенность тектоники — огромную роль разломов и дифференцированных движений большой амплитуды.

Существенной деталью в строении осевой зоны является продольная Самурская депрессия между Главным (горы Гутон — 3646 м, Девгай — 4015 м, Базар-Дюзи — 4480 м, Бабадаг — 3632 м) и Боковым хребтами<sup>6</sup> (горы Дюльтыдаг — 4131 м, Алахундаг — 3849 м, Шахдаг — 4250 м). Самурская депрессия благоприятствовала развитию древнего оледенения, способствовала формированию большого долинного ледника.

Незначительные размеры современного оледенения свидетельствуют косвенным образом и о не очень больших размерах древнего оледенения. Нет оснований ожидать очень большой депрессии снеговой границы, хотя климат Каспийской области в ледниковые эпохи смягчался в связи с похолоданием и трансгрессией бассейна.

В максимальные стадии позднелейстоценового оледенения хребты осевой зоны на всем протяжении покрывались в верхнем ярусе облегающими толщами фирна-льда, но меньшей мощности, чем, например, в Центральном Кавказе. Все же со склонов хребтов в Самурскую депрессию сползало достаточное количество льдов, чтобы поддерживать существование большого долинного ледника, начиная от верховий и до конца депрессии. Сохранившиеся следы подтверждают это.

Со склонов Базар-Дюзи и Шахдага поступали новые большие порции льдов, поэтому язык Самурского ледника выходил из продольной депрессии по поперечному разлому, устремляясь к подножиям. Попадая в иные климатические условия, он интенсивно таял, и флювиогляциальные воды выносили на предгорную равнину продукты разрушения, переполненные материалом тектонического дробления. Непосредственный контакт водно-ледниковых отложений с морскими слоями превращает этот район в один из ключевых при разрешении вопросов сопоставления истории оледенения Большого Кавказа с историей Каспия.

В позднеледниковое время Самурский ледник на большем протяжении прекратил существование, распался на отдельные боковые ледники, спускавшиеся в депрессию со склонов Главного и Самурского хребтов. Область активной аккумуляции континентальных отложений сместилась от подножий в высокогорную продольную депрессию.

Чем сильнее было в прошлом оледенение, тем должна быть очевиднее связь ледниковых отложений с морскими. Это относится к среднеплейстоценовому и предполагаемому верхнеплистоценовому оледенениям. Именно в этом районе известны несортированные отложения, покрывающие большую часть Кусарской наклонной равнины и переходящие в морские палеонтологически охарактеризованные слои верхнего апшерона. До сих пор они служат одним из главных свидетельств возможного верхнеплистоценового оледенения, которое остается пока не доказанным.

Более короткие долины, выходящие к Кусарской равнине от Шахдага (Кусарчай) и от Бабадага (Карачай), хранят в себе столь же интересный и еще во многом не раскрытый материал об оледенении Восточного Кавказа.

<sup>6</sup> Часть Бокового хребта к северу от Самурской депрессии называется Самурским хребтом.

В Прикаспийском районе по своеобразию процессов ледникового времени выделяются два подрайона. Один из них лишен большей части высокогорий, но имеет достаточно широкую перигляциальную зону. Другой отличается удлинённой по долине Самура высокогорной зоной, резко обрывающейся к наклонной равнине подножий.

### 13. Иори-Верхнеалазанский район

Кроме Иори и Верхней Алазани к нему относятся также бассейны рек Хевсурской и Пшавской Арагви. Главный хребет на этом участке имеет небольшую высоту и в среднем немногим превышает 3000 м (горы Большая Барбало — 3294 м, Шавиклде — 3575 м). Рельеф осевой зоны относится к низкому высокогорью, выработанному процессами нивально-гляциального и перигляциального комплексов в осадочных породах мезозоя. К югу низкое высокогорье сменяется высоким среднегорьем передовых хребтов и при этом утрачивает следы работы ледников, но сохраняет отпечаток активной деятельности перигляциальных процессов. Они исчезают далее к югу по мере продолжающегося снижения высоты гор, и по окраинам хребтов получает распространение эрозионно-денудационный рельеф низкого среднегорья.

О тектонической активности района свидетельствует очень большая роль разрывной тектоники. Особое значение приобретают поперечные разломы, определяющие необычное для других участков южного склона поперечное простиранье передовых хребтов — Гудамакарского, Карталинского и Кахетинского.

Среди других районов южного склона бассейны Хевсурской и Пшавской Арагви, Иори и верховий Алазани отличаются значительной континентальностью климата, отражающейся в отсутствии современного и сравнительно небольших размерах древнего оледенения. Верховья долин, расположенные среди гор с высотами до 2500 м и более, обнаруживают черты ледникового генезиса. Их открытая, спрямленная корытообразная форма говорит о том, что вначале это были трюги, видоизменённые затем перигляциальными склоновыми процессами.

В максимальные стадии позднеплейстоценового оледенения со склонов Главного хребта и прилежащих к нему более высоких участков передовых хребтов стекали льды, питавшие долинские ледники до 12—15 км длиной. Их языки спускались в область господства перигляциальных процессов, сдвигавшаяся к верховьям и на склоны Главного хребта в позднеледниковое время. Этим и объясняется морфологическое своеобразие верхних отрезков долин, заключающееся в террасированности полого наклоненных к долинам склонов. Местами у подножий Главного хребта сформировались на междуречьях участки наклонных равнин солифлюкционно-оползневового генезиса.

По своеобразию рельефообразующих процессов и большой роли среди них перигляциальных, бассейн перечисленных рек напоминает Аргунский район противоположного склона.

### 14. Надкуринский район

Его исключительное своеобразие заключается в том, что к востоку от верховий Алазани южное крыло мегаантиклинория очень сильно укорочено и осевая зона находится близ края межгорного

прогиба. Высокогорный рельеф со всеми признаками интенсивного восходящего развития на коротких расстояниях сменяется аккумулятивной равниной Куринской депрессии. Их разделяет крутой ступенчатый склон, приуроченный к серии продольных разломов. Вдоль многочисленных поперечных разломов проходят короткие долины южного склона.

Вершины Главного хребта поднимаются в западной части района до 3300—3600 м (гора Гутон — 3646 м), в восточной — до 4000—4200 м (гора Базар-Дюзи — 4480 м). Равнина подножий имеет отметки от 200—300 до 700—900 м. Снижение абсолютных высот, таким образом, достигает 3000—3500 м, вызывая глубокое густое расчленение склона.

Эти особенности морфологии, как и весьма континентальный климат территории, не способствовали развитию сильного оледенения, несмотря на большую высоту гор. Площадь ледосборов для ледников южного склона была невелика, тем более, что положение древней снеговой границы над засушливой Куринской впадиной не могло быть низким: в максимум второй половины позднеплейстоценового оледенения — не ниже 3200—3300 м.

Языки ледников повисали в крутом склоне и трог их открывались в сторону впадины высокими устьевыми ступенями. Спускаясь несколько ниже снеговой границы, ледники интенсивно таяли, при их отступании в устьевые ступени врезались глубокие ущелья. Большая относительная высота оставленных ледниками трогов и морен над современными руслами рек может создавать ложное впечатление древности фиксируемого оледенения, склоняя исследователей отнести следы максимальных стадий позднеплейстоценовой эпохи к среднему плейстоцену.

Другим своеобразием в развитии оледенения этого района, вытекающим из той же особенности морфологии гор, являлась резкая смена зоны господства нивально-гляциальных процессов зоной водно-эрозионной и водно-аккумулятивной деятельности и незначительное распространение перигляциальных пространств. Для подножий гор ледниковые эпохи были эпохами обводнения, и поэтому среди четвертичных, возможно, отчасти верхнеплистоценовых отложений северного борта Куринской впадины большая доля относится к водно-ледниковым. По-видимому, пролювиально-селевые конусы голоцена, столь типичные для современного облика подножия гор, вложены и прислонены к флювиогляциально-селевым конусам различных стадий позднеплейстоценового оледенения.

В работах С. А. Ковалевского (1936) и М. Д. Гаврилова (1952, 1962) говорится о нескольких этапах интенсивного выноса из гор Большого Кавказа в пределы Куринской впадины огромного количества обломочного материала. Он слагает большие сложно построенные конусы, сливающиеся в обширные шлейфы и формирующие предгорные равнины.

На картах, приложенных к работе Ковалевского, показано широкое распространение в Аджинаурах пролювиально-флювиогляциальных отложений позднебакинского и хазарского времени. Гаврилов, различая три генерации предгорных равнин (позднеапшеронские, гюргянские и хвалынские), указывает на то, что молодая Алазань-Агричайская котловина выполнена пролювиальными конусами хвалынского возраста. По-видимому, крупные этапы интенсивного выноса обломочного материала из гор в межгорный прогиб следует сопоставлять с эпоха-

ми следенения, а отдельные конусы — со стадиями или группами стадий (в зависимости от того, сколь сложно они построены).

Большая протяженность района в субширотном направлении и значительное изменение высоты гор при переходе от западной половины к восточной позволяют выделить здесь два подрайона: Закавказский, в пределах которого Главный хребет, определяющий размеры оледенения, не достигает 3500 м и его рельеф относится к низкому высокогорью и Шемахинский, имеющий в осевой зоне типично высокогорный рельеф с высотами до 4000 м и больше.

## ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

### 1. Ярусность рельефа гор. Поверхности выравнивания

Ярусность рельефа — одна из главных черт морфологии гор, носящая планетарный характер. Она отмечалась исследователями горных стран для всех континентов и рассматривались ими под различными углами зрения.

Сущность этого закономерного явления заключается в том, что над глубоко врезанными крутосклонными долинами на разных высотах располагаются выположенные пространства, которые принято называть поверхностями выравнивания (рис. 35). В одних случаях они занимают обширные площади междуречий, в других — небольшие участки у подножий, на склонах и вершинах хребтов, включая высокогорья. Чем выше находятся выположенные пространства, тем сильнее они расчленены глубокими долинами и тем меньше присущи им морфологические признаки поверхностей выравнивания. Однако на самых высоких массивах, остающихся современными центрами оледенения, выположенность верхнего яруса гор вновь видна достаточно ясно.

Ярусность рельефа характерна как для эпиплатформенных, так и для эпигеосинклинальных и геосинклинальных орогенов; другими словами, как для древних гор, омоложенных в альпийскую эпоху, так и для молодых горных сооружений, подобных Большому Кавказу, Карпатам, Копетдагу и т. п.

Эта яркая черта морфологии привлекла внимание исследователей в самом конце прошлого — в начале нашего века, очень скоро завоевала широкую известность и заслуженно стала одной из центральных проблем геоморфологии.

Впервые ярусность рельефа гор получила научное объяснение в работах У. М. Дэвиса<sup>1</sup> о географическом цикле и в работах В. Пенка<sup>2</sup> о предгорной лестнице, послуживших основой учения о древних поверхностях выравнивания.

В большинстве случаев поверхности выравнивания, образующие верхний ярус рельефа гор или его участки, несут признаки реликтов. Современные рельефообразующие процессы направлены на их разрушение и перестройку. Возможно, именно поэтому широкое распространение получила точка зрения, что это древние поверхности выравнивания, образовавшиеся на уровне подножия гор в результате дея-

<sup>1</sup> Die erklärende Beschreibung der Landformen, 1912; 2-te Aufl., 1924. The cycle of erosion and the Summit level of the Alps, Journ. of Geology, vol. 31, Nr. 1, 1923.

<sup>2</sup> Die morphologische Analyse, 1924.



Рис. 35.

Массив Цмиакомхох-Тепли со следами нивально-гляциального выполаживания в верхнем ярусе рельефа

тельности водной денудации — элювиально-делювиальных процессов и работы рек. Приподнятые затем на большую или меньшую высоту неотектоническими движениями, они сохраняют общий план развития в течение миллионов лет.

Такое объяснение рельефа гор стало почти универсальным. В настоящее время трудно указать какой-либо достаточно изученный горный район, где бы не выделялись древние поверхности выравнивания. Одни исследователи выделяют одну поверхность (ортоплень), рассматривая ее как реликт пенеплена, существовавшего на месте гор до начала интенсивного горообразования. Относительно возраста этой поверхности мнения опять-таки расходятся: является ли она верхне-олигоценовой, или верхнемиоценовой, или верхнеплиоценовой. Другие в тех же горных странах находят несколько разновозрастных денудационных поверхностей, расположенных последовательно друг над другом от подножия гор (более молодые) к осям поднятия (более древние), считая, что они формировались в крыльях разраставшихся сводов (или мегаантиклинорий) в этапы ослабления неотектонических движений (ороплены<sup>3</sup>).

В последние годы, возможно, в связи с тем, что ряд ученых относится отрицательно к выделению неотектонического этапа в развитии лика Земли, в литературе нередко встречаются указания на сохранность не только в эпиплатформенных, но и в эпигеосинклинальных оргенах еще более древних денудационных поверхностей, например, нижнемеловых, юрских. Н. В. Думитрашко и Д. А. Лилиенберг (1968) предлагают различать денудационные поверхности: макроциклические, образовавшиеся за десятки миллионов лет (юрские, нижнемеловые и т. д.), и мезоциклические, образовавшиеся за сотни тысяч лет (апшеронские поверхности Юго-Восточного Кавказа).

Таким образом, в происхождении поверхностей выравнивания вообще и горных денудационных поверхностей в частности остается

<sup>3</sup> Термины «ороплены» и «ортоплены» были предложены Д. А. Лилиенбергом на совещании, посвященном проблеме древних поверхностей выравнивания, состоявшемся в Саратове в 1962 г. («Вопросы географии», 1968, № 74).

много неясного и спорного. Насколько актуальна затронутая проблема, свидетельствуют многочисленные публикации и обсуждения<sup>4</sup>.

Из девяти пленумов Геоморфологической комиссии Академии наук СССР два были посвящены поверхностям выравнивания, их генезису, увязке с древними корами, вопросам терминологии. Один из них состоялся в 1962 г. в Саратове («Проблемы поверхностей выравнивания». Сб. статей под ред. И. П. Герасимова. М., «Наука», 1964), второй — в 1970 г. в г. Иркутске («Поверхности выравнивания». Материалы к IX пленуму Геоморфологической комиссии АН СССР, вып. 1—3. Иркутск, 1970).

Наряду с этим немало опубликовано статей, предостерегающих от чрезмерного увлечения древними поверхностями. Достаточно сослаться на работы С. Г. Боча и И. И. Краснова (1943, 1951), С. Ф. Козловской и И. И. Краснова (1962), А. Е. Криволицкого (1965, 1971), А. В. Цыганкова и Ф. У. Сопрыкина (1968), С. С. Воскресенского (1968), в которых обращается внимание на комплексы молодых процессов, осуществляющих плоскую денудацию.

Большинство течений в изучении денудационных поверхностей нашло отражение в геоморфологических работах по Большому Кавказу, и острота проблемы раскрывается при рассмотрении кавказских материалов.

Большой Кавказ имеет ясно выраженное ярусное строение: в одних местах двухъярусное, в других — многоярусное. Д. А. Лилиенберг (1968), один из крайних сторонников признания древних поверхностей выравнивания, пишет: «В настоящее время разновозрастность, множественность и генетическое разнообразие поверхностей выравнивания является установленным фактом, в том числе и для молодых горных стран типа Кавказа». Он указывает также, что у всех авторов для Кавказа выделяются близкие по возрасту этапы выравнивания, что свидетельствует об объективности результатов исследований. Нам же думается, наоборот, что выделявшиеся и выделяемые исследователями Кавказа поверхности выравнивания и по количеству и по возрасту достаточно сильно расходятся.

Е. Е. Милановский (1968) в своей обширной монографии повторил высказывавшееся им ранее мнение о том, что в высокогорье Центрального Кавказа распространена верхнемиоценовая (сарматская) денудационная поверхность, которая устанавливается по одновысотным вершинам гор, расположенным на отметках 4—5 тыс. м, а ниже имеются реликты верхнеплиоценовой денудационной поверхности на высотах 2,3—3 тыс. м. Уязвимым местом предлагаемой схемы является то, что обе поверхности характеризуются достаточной выдержанностью высотных отметок на очень больших пространствах. Однако это кажется маловероятным, поскольку речь идет об очень подвижных высокогорных районах с блоково-глыбовым строением и сильно дифференцированными движениями, что признает и сам Милановский. Кроме того, следует напомнить, что с высотой интенсивность выветривания возрастает и, следовательно, на вершинах гор проявляется с наибольшей силой.

Почему же именно вершины считать реликтами древней поверхности выравнивания, существовавшей на месте орогена до начала интенсивных горообразовательных движений? Обратив внимание на усиле-

---

<sup>4</sup> В 1968 г. вышел сборник «Вопросы географии», № 74, в котором поверхностям выравнивания отведено одно из главных мест.

ние процессов выветривания с высотой, исследователи уже давно говорят о вершинной поверхности гор как о молодом образовании (Пенк, 1919<sup>5</sup>).

Осмотрительнее при выделении поверхностей выравнивания посту- пает И. Н. Сафронов, который в последних работах (1964, 1969), гово- рит об одной главной акчагыльской междуречной поверхности выравни- вания, широко развитой в юрской депрессии, но не сохранившейся в вы- сокогорье. Попутно он указывает на то, что в апшероне и четвертичном периоде Большой Кавказ не испытывал значительного выравнивая, о чем свидетельствует гранулометрический состав отложений.

На той же позиции в отношении Центрального Кавказа стоит С. Л. Кушев (1952), считающий, что только по окраине гор сохрани- лась акчагыльская поверхность денудации, что более древние поверх- ности уничтожены и рельеф высокогорий четвертичный.

Н. А. Лебедева (1956), однако, находит в пределах Северного Кавказа на Лабино-Зеленчукском междуречье пять поверхностей вы- равнивания: среднемиоценовую, сарматскую, акчагыльскую, верхне- апшеронскую и бакинскую. Поскольку у И. Н. Сафронова и Н. А. Ле- бедевой речь идет об одних и тех же или, во всяком случае, очень близких районах, то расхождение их мнений не может не настаора- живать.

В пределах Северо-Западного Кавказа В. Е. Хаин и М. В. Мура- тов (1963) выделяют три-четыре древние поверхности выравнивания: верхнемиоценовую (одну или две), нижнеплиоценовую и среднеплио- ценовую. А в одной из последующих работ В. М. Муратов в соавтор- стве с Д. А. Лилиенбергом (1968) указывает пять поверхностей: три верхние — олигоцен-миоценовые (возможно и более ранние), ниже — понтическая (нижнеплиоценовая) и верхнеплиоценовая. Как видно, расхождения здесь существенные. При этом сами же авторы признают большую рельефообразующую роль разломов и дифферен- цированных движений, которыми обусловлена поперечная ступенча- тость и с которыми связана продольная ступенчатость Северо-Западно- го Кавказа.

В пределах Юго-Восточного Кавказа исследователи выделяют рекордное число — до шести-семи денудационных поверхностей: Шах- дагскую (3500—4200 м) — верхнемиоценовую; Салаватскую (2800— 3200 м) — среднеплиоценовую; Ковдагскую (2000—2500 м) — акча- гыльскую; Дибрарскую (1400—1900 м) — нижнеапшеронскую; Чу- хурьютскую (1200—1300 м) — среднеапшеронскую; Шемахинскую, или Гюрдживанскую (400—1100 м) — верхнеапшеронско-бакинскую (Думитрашко, Лилиенберг, Будагов, 1961).

Мы привели лишь одну из последних датировок, предлагаемых авторами, впрочем, мнение их по этому вопросу не раз изменялось, как и у других исследователей, занимавшихся тектоникой Юго-Вос- точного Кавказа. В. Е. Хаин (1950) предлагал, например, такие дати- ровки: Шахдагская поверхность — начало среднего плиоцена, Ковдаг- ская — нижний апшерон, Диброрская — бакинское и Гюрдживанская — послебакинское (гюргянское) время.

Многоярусное строение Юго-Восточного Кавказа очень ясно вы- ражено в морфологии крутого склона, спускающегося к Куринской равнине рядом ступеней. И над этим крутым, местами обрывистым склоном, вдоль оси поднятия Главного хребта располагается самая

<sup>5</sup> А. Пенк. Die Gippfelflur der Alpen, Sitzungsber. Preuss. Akad. Wissensch., Math.-phys. Klasse, I, 1919.

древняя из выделяемых поверхностей выравнивания, общий план геоморфологического развития которой якобы сохраняется на протяжении 10—12 млн. лет.

Последовательность расположения поверхностей выравнивания от молодых у подножий ко все более древним в глубине гор согласуется с представлениями о расширении сводовых поднятий в течение неотектонического развития. Однако оно в корне противоречит известному и тоже очень важному правилу о том, что интенсивность неотектонических движений, следовательно, и рельефообразующих процессов, непрерывно-прерывисто нарастает от окраины в глубь гор и достигает наибольшей величины в осевых зонах поднятий.

Кроме того, в схеме геоморфологического строения Юго-Восточного Кавказа, предлагаемой Н. В. Думитрашко и другими исследователями, не учтен в достаточной мере дифференцированный характер новейших тектонических движений. На этом участке склона Главного хребта они должны быть особенно сильными соответственно большим напряжениям в земной коре на резком переходе от оси мегаантиклинария к глубоко опущенной межгорной впадине.

Проблематичность выделения такого числа поверхностей выравнивания вытекает уже из того факта, что они нигде не несут коррелятивных отложений, за исключением самой нижней поверхности у подножия гор. Там распространены континентальные галечники, конгломераты и другие отложения в основном бакинского, отчасти верхнеапшеронского и нижнехазарского возраста (переходят в морские, палеонтологически охарактеризованные осадки). Чем выше по склону, тем гипотетичнее становится утверждение о все большей древности рельефа выделенных участков. Обнаруженные недалеко от горы Шагдаг среднесарматские известняки не могут приниматься за доказательство верхнемиоценового возраста Шагдагской поверхности. Они свидетельствуют о том, что осевая зона восточной оконечности Большого Кавказа покрывалась в верхнем миоцене морем, оставившим толщу отложений, которая подверглась затем континентальной денудации, но мощность ее неизвестна, и вопрос о том, какими процессами осуществлялась денудация, остается открытым.

Поэтому неудивительно, что датировка выделенных поверхностей выравнивания, в том числе и самой низкой, неоднократно изменялась даже одними и теми же исследователями. Поверхности выравнивания Дагестана изучались при тесной увязке со схемой, разработанной для Юго-Восточного Кавказа, и самостоятельного интереса не представляют.

Приведенные мнения ученых подтверждают наличие существенных расхождений, имеющих у сторонников древних поверхностей выравнивания. Попытка объяснить их для Большого Кавказа большей молодостью рельефа переклиналильных окончаний по сравнению с центральной частью (Лилиенберг и Муратов, 1968) нам кажется неубедительной.

Несмотря на всю сложность, а вернее, в связи с этой сложностью проблема денудационных поверхностей и ярусности рельефа гор остается очень важной и актуальной для геоморфологии и новейшей тектоники. В этом ни у кого не возникает сомнений.

В обобщающей работе о рельефе и новейшей тектонике Юго-Восточного Кавказа Н. В. Думитрашко, Д. А. Лилиенберг, Б. А. Будагов (1961) пишут: «Изучение поверхностей выравнивания является одним из основных методов исследования тектонических движений в горных странах, так как чередование в горном рельефе выровненных

поверхностей и разделяющих их крутых склонов отмечает этапы молодых тектонических движений слабой и значительной интенсивности». Тогда возникает вопрос, как можно объяснить тот факт, что у подножия Юго-Восточного Кавказа располагаются выположенные пространства с коррелятными отложениями верхнего апшерона — баку — нижнего хазара? Ведь в целом это не было временем ослабленных движений. Не следует ли признать, что у подножия гор всегда формируются выположенные пространства элювиально-делювиального и эрозивно-аккумулятивного генезиса. Что с ними затем происходит, остается неясным.

Но в одном авторы бесспорно правы: древние поверхности выравнивания кладутся в основу многих тектонических исследований, и большинство карт новейших тектонических движений составляются до сих пор на основании выделения древних поверхностей выравнивания; по их абсолютной высоте судят об амплитуде и скорости новейших поднятий за соответствующий отрезок времени. Исключением служит карта новейшей тектоники юга СССР, составленная в нефтяном институте (главный редактор Л. П. Полканова, 1971), в основу которой положено не выявление древних поверхностей выравнивания, а определение величины денудационного среза на междуречьях путем восстановления полных геологических разрезов. Выявленные таким образом амплитуды новейших тектонических движений значительно возросли по сравнению с теми значениями, которые отражены на прежних картах.

Новый подход в изучении тектонических движений в орогенах заслуживает большого внимания, поскольку универсальное признание древних поверхностей выравнивания подвергается все более обоснованной критике. В печати уже давно стали появляться работы, указывающие на возможность образования в горах молодых денудационных поверхностей в результате выполаживающего воздействия мерзлотных, нивальных и других процессов. Теоретическое обоснование этому было дано в работе К. К. Маркова (1948), выдвинувшего понятие о геоморфологических уровнях, расположенных на различных высотах: абразионно-аккумулятивном, денудационном, уровне снеговой границы и верхнем денудационном уровне (вершинной поверхности гор).

Критика излишнего увлечения древними поверхностями выравнивания идет двумя путями: во-первых, путем выявления тех комплексов рельефообразующих процессов, которые могут производить выполаживание, и тех условий, в которых это происходит во-вторых, путем определения величины денудационного среза за все время неотектонических движений или за отдельные этапы развития орогена.

Очень интересный результат за последнее время был получен Ю. Ф. Захаровым (1966) для Северного, Приполярного и Полярного Урала. Подсчитав общее количество обломочного материала, вынесенного из гор в Западно-Сибирскую низменность, автор пришел к заключению, что денудационный срез за новейшее время равен современной высоте гор. Ценность проведенного им расчета заключается в том, что здесь благодаря тектоническому режиму низменности сохранился весь или почти весь рыхлый материал, образовавшийся при разрушении гор.

Для Большого Кавказа определение величины денудационного среза проводилось В. А. Растворовой (1963) и А. Е. Криволицким (1971). Используя последние данные о возрасте неонинтрузий, В. А. Растворова принимает величину денудационного среза для Центрального

Кавказа за верхний плиоцен-четвертичный период в 1—1,5 км, а за все новейшее время в 3 км, признавая при этом, что последняя цифра преуменьшена. А. Е. Криволицкий путем восстановления полных геологических разрезов определил для Дагестана величину денудационного среза от нескольких сот до 2000 м, а в Гунибской синклинали до 2700 м за позднеорогенический этап (с конца среднего сармата).

А. М. Борсук, М. М. Аракелянц, Л. Л. Шанин (1972), основываясь на определениях абсолютного возраста полнокристаллических гранитов Тырнаузского разлома (2,2 млн. лет), пришли тоже к заключению о большой амплитуде поднятия и большой скорости происходившей здесь денудации. Полная кристаллизация гранитов, в которых выработаны современные трюги Баксана и боковых долин, могла осуществиться на глубине не менее 2,5 км от поверхности.

Во всех случаях величина среза никак не говорит в пользу сохранности древних денудационных поверхностей внутри гор и, наоборот, склоняет к тому, чтобы признать яркость рельефа Большого Кавказа результатом молодых процессов.

## 2. Молодость рельефа высокогорий

В настоящее время высокогорья Большого Кавказа характеризуются глубоким расчленением и большой энергией рельефообразующих процессов, отраженной в его морфологии. Крутые скалистые склоны, рассеченные системами трещин, прорезанные лавинными же-

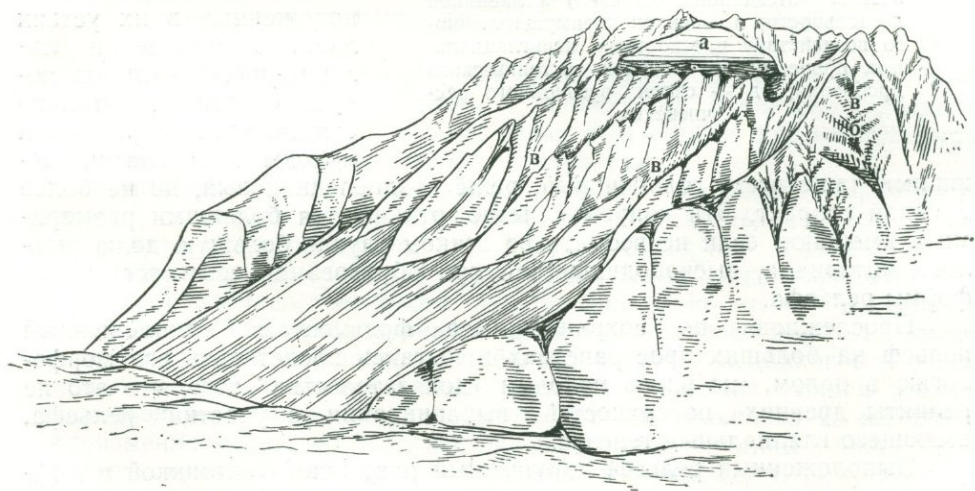


Рис. 36.

Схематический рисунок дробно расчлененного рельефа.  
а — сохранившийся участок выровненного склона, в — дробно расчлененный склон

лобами, трюгами и глубокими ущельями, многочисленные кары и снегосборные воронки, зубчатые гребневые линии большинства хребтов — все это наблюдается по каждой значительной долине как северного, так и южного склонов.

Однако в верховьях тех же долин над молодыми энергично развивающимися формами рельефа можно наблюдать выровненные уча-

стки, сохраняющиеся у подножий, на склонах и вершинах высокогорных хребтов. По ним восстанавливаются прежние спокойные очертания вершин, прежние пологие склоны (рис. 36), осложненные разрывной тектоникой и дифференцированными подвижками; местами хребты еще сохраняют волнистую гребневую линию. Современное глубокое расчленение проникает от долин в глубь хребтов. Очаговое разьедание верхних частей склонов идет тоже очень интенсивно (рис. 37).

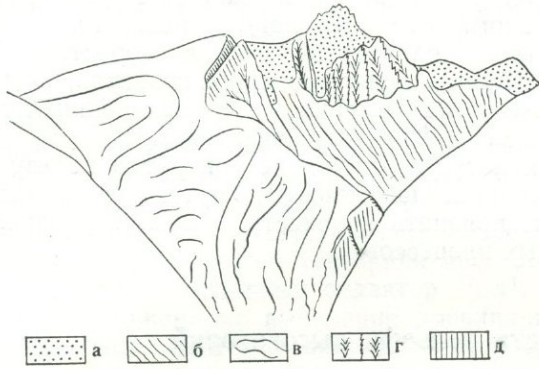


Рис. 37.

Различные виды разрушения склонов высокогорий.

- а — фирново-ледяные пятна; б — склон резкого преобладания гравитационных процессов (отседаний, оплывин) и лавинной деятельности; в — склон преимущественного воздействия плоскостных перигляциальных процессов; г — склон тектонического дробления; д — склон эрозионного расчленения

Нередко более или менее пологие склоны обнаруживают признаки недавнего пребывания фирново-ледяных полей и следы ледниковой полировки. При сравнении соседних участков видна последовательность их расчленения тектоническими трещинами, лавинными желобами, карами и трогами.

Все мелкие формы рельефа, обуславливающие современное глубокое дробное расчленение хребтов, имеют безусловный молодой возраст. Расположенные в их устьях лавинно-осыпные и лавинно-пролювиальные конусы сочленяются только с молодыми террасами и молодыми моренами, имеющими чаще всего голоценовый, реже позднеледниковый, но не более древний возраст. Эти конусы обычно отличаются большими размерами и вмещают если не весь, то во всяком случае большую долю рыхлого материала, высвободившегося при образовании соответствующей формы рельефа.

Проследивая по сохранившимся фрагментам выположенный рельеф на больших пространствах и пытаясь представить его морфологию в целом, мы вновь находим доказательства того, что это не реликты древних поверхностей выравнивания, а участки рельефа, имеющего гляциальный генезис.

Выположенный рельеф, нарушенный разрывной тектоникой и дифференцированными подвижками, проследивается на высокогорных хребтах до современных центров оледенения и местами уходит под современные фирново-ледяные поля. Это устанавливается по свежим следам ледниковой обработки на многих участках осевой зоны в пределах Главного и Бокового хребтов Центрального, отчасти Западного и Восточного Кавказа, а также наиболее высоких передовых хребтов южного склона (Сванетского и некоторых других). Чем дальше от современных центров оледенения, тем обычно сильнее расчленены выположенные междуречья. Все же в большинстве случаев фрагменты пологосклонного рельефа проследиваются у подножия хребтов до спрямленных широких корытообразных долин, морфология которых тоже сильно видоизменена тектонико-гравитационными отседаниями

и другими склоновыми процессами (Растворова и Щербакова, 1960; Щербакова, 1971).

Исследователи нередко одревняют эти долины, относя их даже к верхнему плиоцену, но ошибочность такого мнения вытекает уже из факта большой интенсивности современных процессов разрушения склонов и перестройки долин. Такие долины лишь по недоразумению

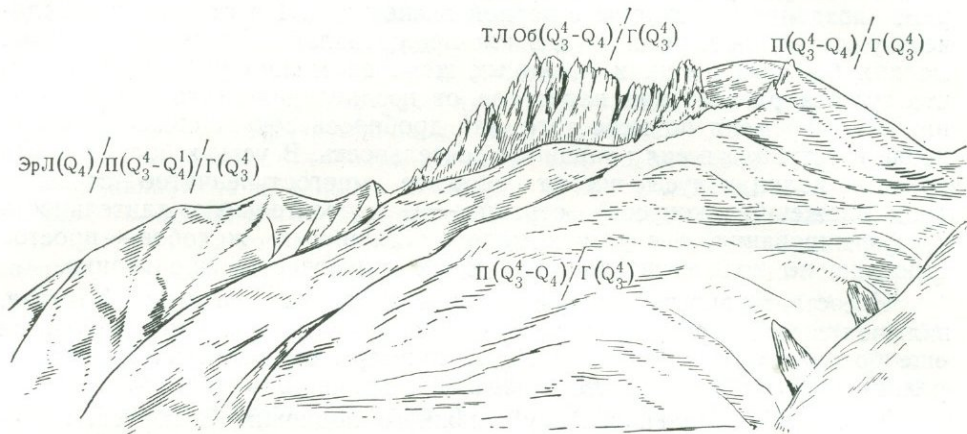


Рис. 38.

Зубчатый гребень Андырчи среди склонов нивально-гляциального и перигляциального выполаживания.

Значение буквенных обозначений см. в легенде к рис. 43

могут быть названы древними. Все черты морфологии свидетельствуют об их относительной молодости и ледниковом генезисе, а следовательно, и о гляциальном генезисе связанных с ними фрагментов выположенного рельефа междуречных пространств.

Напомним приведенные выше примеры активной перестройки долин и склонов в верховье Баксана. На относительной высоте около 200 м близ устья р. Терскол под лавами Эльбруса погребен трог с остатками морены (рис. 10), датируемой нами максимальными стадиями позднеплейстоценового оледенения. Современная же долина р. Большого Азау выработана по существу на новом месте и морфология ее правого склона резко изменена за позднеледниковое и послеледниковое время деятельностью висячих ледников, лавин и солифлюкционно-оползневых процессов. Достаточно сильно за то же время видоизменил свою морфологию склон главной долины ниже устья р. Терскол, не сохраняющий отложений и микроформ, созданных до позднеплейстоценового оледенения (рис. 12).

Еще одним примером быстрого изменения морфологии высокогорий может служить склон долины Баксана близ горы Андырчи (рис. 38). Вследствие резкого проявления разрывной тектоники и дифференцированных движений на месте пологосклонных вершин за позднеледниковое и послеледниковое время сформировались острые зубчатые гребни, которых не могло быть при большой мощности фирново-ледяных толщ, облекавших высокогорья в максимальные стадии. В местах развития плоскостных перигляциальных процессов склоны остались пологими.

Таким образом, выположенный рельеф, прежде широко распространенный в верхнем ярусе высокогорий, включает участки и формы

явно ледникового генезиса, составляя с ними единое целое. А те резко очерченные формы, которые обуславливают современный облик гор, имеют весьма молодой возраст. Они начали формироваться в позднеледниковое время, когда коренные породы освобождались от облекавших их фирново-ледяных толщ. Вначале глубокое дробное расчленение началось по окраинам высокогорий на склонах южной экспозиции, затем распространилось в глубь осевой зоны, захватив с некоторым опозданием и склоны северной экспозиции. По строению и количеству лавинно-осыпных и лавинно-пролювиальных конусов в устьях мелких боковых долин и лавинных желобов можно убедиться в том, что густота расчленения нарастала от позднеледникового к послеледниковому времени по мере того, как дробилось сокращавшееся оледенение и вступала в силу лавинная деятельность. В устьях более зрелых боковых долин конусы имеют сложное многоступенчатое строение (ряд вложенных конусов), отражающее относительную длительность их формирования, а в устьях молодых лавинных желобов — простое строение, но количество таких простых конусов особенно велико.

Несостоятельность мнения о сохранности на Большом Кавказе, включая высокогорье, древних поверхностей выравнивания становится еще более очевидной, если привести примеры огромной интенсивности рельефообразующих процессов недавнего времени.

Так, каньон Большой Азау у южного подножия Эльбруса, выработанный вдоль границы прислонения молодых лав к древним кристаллическим породам, почти не сохранил ясных признаков трога, каковым он был 100—120 лет назад. По свидетельству Г. В. Аби́ха (1871), язык этого ледника в 1848 г. выходил за каньонообразный отрезок долины к поляне Азау, где и сейчас сохранилась серия небольших валов конечных морен недалеко от нижней станции канатной дороги на Кругозор. Следы экзарации в каньоне уничтожены, форма трога им утрачена. Быстрота разрушения склонов поразительна. Причина этого кроется не только в распространении здесь трещиноватых лав (левый склон), но также в суровых климатических условиях и в отсутствии задернованности поверхностей.

Другим примером могут служить транскавказские шоссейные дороги. Для нормального функционирования они требуют внимательного отношения к себе и больших ежегодных очистительных работ на участках пересечения субнивального пояса, где склоны не задернованы, а климатические условия способствуют интенсивному течению перигляциальных процессов.

Убедительным подтверждением сказанного могут также являться наблюдения альпинистов, больше других имеющих дело с высокогорьем. По их сообщениям, иногда летом после нескольких теплых ночей на склонах Главного, а также наиболее высоких массивов других хребтов наблюдается катастрофически интенсивное оползание склонов, весьма опасное, в частности, при восхождениях и при спасательных работах. Так, летом 1966 г. в период установившейся на несколько дней особо теплой погоды, когда ночью температура в субнивальном поясе не опускалась ниже 0°C, началось катастрофическое оползание рыхлых продуктов выветривания и расползание созданных ими аккумулятивных форм, обрушивание разбитых трещинами скал. По устному сообщению начальника спасательной службы «Адылсу» Ю. Г. Арутюнова, в субнивальном и нивальном поясах, где поверхности не задернованы, было опасно передвигаться, так как под ногами все расползалось и обрушивалось.

Подобные явления объясняются следующим образом: при обычном для современных климатических условий температурном режиме оттаивание незадернованного грунта в субнивальном и нивальном поясах наблюдается лишь в течение короткого летнего времени года (2—4 месяца) на несколько дневных часов и поэтому проникает неглубоко от поверхности. Это, естественно, отражается в ходе склоновых процессов, замедляя транспортировку рыхлых продуктов выветривания, которые ночью сковываются мерзлотой и становятся монолитными. Когда же такой режим высокогорья нарушается теплыми ночами, интенсивность течения и оползания грунта усиливается в несколько раз. Вместе с тем ускоряется обновление экспозиции склонов и в конечном счете разрушение гор идет активнее.

Именно такая обстановка должна была создаваться в горах Большого Кавказа на обширных площадях в конце ледниковой эпохи и в начале голоцена, когда периодически происходило устойчивое и сильное потепление, когда рыхлые продукты выветривания по периферии центров оледенения в летнее время все меньше сковывались мерзлотой, а с другой стороны, еще не были закреплены растительностью.

В связи с тем что нивально-гляциальное выполаживание между речей продолжалось при многократных колебаниях климата в позднеледниковое время и при непрекращающихся дифференцированных подвижках, рельеф высокогорий получил сложное строение. В истории становления горной системы удастся проследить лишь главные этапы.

Достаточно признать сложность пульсирующих климатических изменений плейстоцена (многостадийность ледниковых эпох), достаточно представить себе многократно повторявшееся воздействие на незадернованные склоны высокогорий то фирново-ледяных толщ, то комплекса перигляциальных процессов, чтобы понять несостоятельность предположений о сохранности здесь древних поверхностей выравнивания в каком бы то ни было виде (ни макро-, ни мезо-, ни микроциклических поверхностей). Если современные рельефообразующие процессы протекают в высокогорье с такой большой интенсивностью, то и перестройка рельефа осуществляется достаточно быстро для того, чтобы исчезли реликты далекого прошлого.

Тогда встает вопрос: как формировались выположенные денудационные поверхности верхнего яруса рельефа гор и что является причиной их широкого распространения на различных абсолютных и относительных высотах?

### **3. Метод актуализма при изучении следов древнего оледенения**

Два главных обстоятельства пробуждают у исследователей законное стремление использовать наблюдения за современными рельефообразующими процессами для изучения следов древнего оледенения. Во-первых, наличие небольших центров оледенения, которые помогают уяснить многое в деятельности древнего оледенения. Во-вторых, огромная интенсивность современных процессов разрушения склонов и вершин, объясняющая, почему рельеф высокогорий постоянно находится в состоянии преобразования.

Однако использование метода актуализма для изучения процессов прошлого требует осторожности, потому что отождествлять природные условия нивального пояса теплого и холодного времени было бы ошибочным, ибо масштабы явлений различны. Нельзя переносить

механически современные условия рельефообразования на ледниковую эпоху. Мы можем искать некоторое подобие, но не аналогию, и применять метод актуализма при изучении следов древнего оледенения только на диалектической основе, концентрируя внимание на количественных и качественных изменениях.

Существенное отличие создается, во-первых, скоплением больших масс снега — фирна-льда в горах в первую очередь в высокогорье, и, во-вторых, удлинением холодного времени года, что является главными показателями ледниковых эпох и что приводит к изменению условий рельефообразования.

Известно, что в последние десятилетия оледенение Большого Кавказа сокращается и дробится; это зафиксировано наблюдениями за ледниками — длина и мощность их убывает, но количество увеличивается (Нозадзе, 1968). То же можно сказать и о фирново-ледяных полях, питающих ледники, хотя специальные наблюдения за ними, к сожалению, велись редко.

Исследования в верховье долины Гиналдон подтвердили быстрое сокращение ледников за последние десятилетия и последние годы. Особенно быстро отступал ледник Колка, получающий питание со склонов южной экспозиции. За 30 лет (с 1927 по 1957 г.) он отступил на 2650 м (88 м/год), причем одновременно и также быстро сокращались питающие его фирново-ледяные поля, а устойчивый снеговой покров с перелетывающими снежниками исчез за то же время с очень большой площади (устное сообщение Р. П. Тузикова и М. Г. Шпильного).

Сведения, полученные от альпинистов и сторожилов с Баксана, Теберды, Терека, Уруха, говорят, что сокращение и рост ледников неотделимы от подобных же изменений фирново-ледяных полей и общей заснеженности гор. Это три неизбежных следствия и три сопряженных между собой равноценных показателя климатических изменений, происходящих в высокогорье.

Но если сравнительно небольшое сокращение ледников последних десятилетий сопровождалось заметным изменением областей питания, то время распространения мощных долинных ледников, оставивших конечные образования по многим долинам северного склона, было безусловно и временем скопления на склонах высокогорий больших масс снега — фирна-льда. Разраставшиеся при похолодании и увеличении твердых осадков фирново-ледяные поля сливались между собой, не оставляя оголенных участков и образуя в максимумы ледниковых эпох облегающее покрытие междолинных пространств. Исключения возможны лишь в местах особенно сильных дифференцированных движений. Мощность фирново-ледяных толщ была не меньше мощности наиболее крупных современных фирново-ледяных полей, например Эльбруса, и, следовательно, превышала 100 м<sup>6</sup> (местами, надо полагать, значительно).

По современным данным, толщи многолетних снегов выше снеговой границы имеют сложное строение, поскольку фирн на сравнительно небольшой глубине переходит в лед: в теплой области снежной аккумуляции — на глубине всего 15 м, в холодной области снежной аккумуляции — на глубине 40 м (Цыкин, 1962). Для высокогорий Большого Кавказа при современных условиях характерна первая из них. Надо полагать, что и в ледниковые эпохи большая часть областей питания формировалась по первому типу, но если даже холодная

<sup>6</sup> Современная мощность льдов Эльбруса до 100—110 м (Тушинский, 1960).

область снежной аккумуляции получала временами широкое распространение, то и в этом случае мощность многолетних снегов на склонах высокогорий была достаточна для того, чтобы с подстилающими породами везде контактировал не фирн, а лед. Поэтому, говоря о многолетних снегах областей питания Большого Кавказа, мы пользуемся термином «фирново-ледяные толщи».

Будучи породой пластичной, лед ползет по подстилающей поверхности даже при малых углах наклона и при этом производит работу.

Итак, главное отличие условий рельефообразования холодных и теплых эпох в высокогорье создается количественными изменениями скапливающихся в горах масс многолетних снегов, но эти количественные изменения приводят к качественным преобразованиям природной обстановки в целом. Если в теплые эпохи (межледниковые и послеледниковую) малое количество многолетних снегов сохраняется в высокогорье в виде мелких скоплений (мелких ледников, мелких фирново-ледяных полей и пятен, перелетовывающих снежников), то в холодные эпохи фирново-ледяные толщи господствуют, облекая междуречья и заполняя долины, по которым они вытекают за пределы оледенелой области.

В этом заключается отличие нивального пояса теплого времени от того, что представляло собой высокогорье в ледниковые эпохи. Поэтому и условия рельефообразования в этих двух случаях различны.

Нельзя согласиться с мнением И. С. Щукина (1970) о том, что толща фирна на вершинах «едва ли могла достигать большой мощности, так как снег сдувался с них во впадины цирков и спадал в виде лавин». Достаточно сослаться на сохраняющийся до сего времени сплошной фирново-ледяной покров на водораздельной части Главного хребта рядом с отвесной Безенгийской стеной и глубокими цирками или на фирново-ледяные шапки 50-метровой мощности на вершинах Донгузоруна и Накры, которые продолжают существовать над обрывистыми склонами. А ведь при современных малых формах оледенения роль метелевого переноса и лавин в неравномерном перераспределении снега значительно, чем при большом горном оледенении, когда снег перевевается более равномерно на обширных пространствах.

Мелкие изолированные пятна многолетних снегов, характерные для малых форм оледенения, способны производить в основном очаговое разведение хребтов карами и снегосборными воронками и вызывать линейное расчленение склонов мелкими трогами, лавинными желобами, ущельями (результат деятельности флювиогляциальных вод).

Облекающие толщи фирна-льда, образующиеся при большом горном оледенении, воздействовали более равномерно на поверхности междолинных пространств, осуществляя в основном плоскостную экзарацию, и это было главной причиной выполаживания верхнего яруса рельефа высокогорий.

Четвертичный период представляется как время непрерывной борьбы этих двух тенденций в развитии высокогорного рельефа — выполаживания и глубокого расчленения — и ведущей из них в зависимости от климатических условий становилась то одна, то другая.

При описании зон и районов древнего оледенения говорилось, что в морфологии междолинных пространств отражены следующие крупные этапы формирования рельефа процессами нивально-гляциального и перигляциального комплексов: 1) собственно ледникового времени (максимальных стадий позднеплейстоценового оледенения), когда наиболее активно выполаживались высокогорные хребты; 2) позднеледниковья, отличавшегося обостренной борьбой отмеченных двух

тенденций рельефообразования и 3) голоцена, когда ведущим стало густое глубокое расчленение.

И. С. Щукин (1960, 1962, 1970), сторонник иной точки зрения в объяснении динамики развития высокогорий, указывает следующий путь возникновения ярусности в склонах гор. В начале ледниковой эпохи в понижениях доледникового рельефа возникают отдельные фирновые поля. Формируемые ими цирки, разрастаясь, сливаются между собой, и их днища при этом образуют в склонах хребтов полосы выположенного рельефа.

Близкой точки зрения придерживаются Б. Ф. Косов (1952), а также Е. А. Минина (1970), придающая большое значение криопланации в морфогенезисе горных стран.

Однако процесс направленного разрастания каров и цирков происходит в начале, а не в конце ледниковых эпох, что и отражено на схеме Нуссбаума, приводимой И. С. Щукиным (1960, стр. 529). Слияние же каров свидетельствует и о слиянии фирново-ледяных полей, т. е. о перерастании оледенения в облекающее, которое переработает рельеф начальных стадий, создавая выположенные пространства верхнего яруса высокогорий.

Современные цирки и кары сформировались уже при сокращении оледенения, когда стала господствующей тенденция дробления многолетних снегов. Сам же И. С. Щукин, обращаясь к Норвегии, совершенно правильно замечает, что цирки в Скандинавии могли образоваться только после того, как исчез ледяной покров и области питания стали разорванными (1960, стр. 534), следовательно, не ранее позднеледникового времени. Подобное можно сказать и о горных странах, испытавших облекающее оледенение.

#### 4. Нивально-гляциальный уровень денудации

Различаются два направления в оценке геолого-геоморфологической деятельности горного оледенения. Одни исследователи отводят ему подчиненное место среди рельефообразующих процессов. Другие, наоборот, считают, что оледенение сыграло очень большую роль в создании современной морфологии гор как в нижнем, так и в верхнем ярусе рельефа.

Первые говорили, например, о том, что ледники в горах лишь моделируют рельеф, создаваемый тектоникой и работой рек. Ледники оглаживают склоны, полируют выступы, несколько расширяют долины, придавая им форму трогов, местами несколько переуглубляют их дно, но они не могут самостоятельно выработать долинную сеть. Другими словами, трог — это обработанная ледником речная долина (Э. Дригальский), а не самостоятельно созданная ледником форма. Высказывалось также мнение о консервирующем воздействии фирнового покрова и, следовательно, оледенения на рельеф гор, мнение, особенно сильно недооценивающее, принижающее геолого-геоморфологическую деятельность горного оледенения.

Вторые — к ним относится и автор данной книги — выдвигают древнее оледенение в качестве одного из главных факторов рельефообразования. Проведенные на Кавказе палеогеоморфологические исследования говорят о действительной молодости рельефа гор и о его непрерывном преобразовании, в котором в плейстоцене большую роль сыграли процессы нивально-гляциального и перигляциального комплексов.

Если признать, что при большом горном оледенении в областях питания получают распространение сплошные (в местах резких дифференцированных движений почти сплошные) толщи фирна-льда, тогда что же является пределом их действия, базисом, к которому они движутся? Теоретически — снеговая граница, практически во многих конкретных случаях — поверхности долинных ледников.

Облекающее распространение фирново-ледяных толщ может наблюдаться только в областях питания и, следовательно, только выше снеговой границы. Ниже ее будет преобладать линейный отток избытка фирново-ледяных масс, сопровождающийся их активным таянием.

В связи с тем что при изучении современной снеговой границы появилась необходимость различать целый ряд ее разновидностей, то нужно решить, какая из них должна быть принята в данном случае. Естественно прежде всего обратиться к климатической снеговой границе. Однако практически за базис гляциально-нивальную денудацию правильнее принять региональную снеговую границу<sup>7</sup> при большом горном оледенении и местную снеговую границу при малом горном оледенении.

По склонам хребтов облекающие толщи фирна-льда сползают более или менее равномерно в направлении этой границы, но она не является резким нижним пределом распространения многолетних снегов, а служит лишь нижним пределом ледосборов. Избыток льда благодаря его пластичности устремляется ниже, в область абляции. Достигнув региональной снеговой границы, фирново-ледяные толщи начинают дробиться. Образующиеся при этом ледяные лопасти спускаются за снеговую границу, стремясь заполнить отрицательные формы рельефа, в основном трюги, которые ледники сами же выпахивают при своем движении.

Поскольку многолетние снега можно считать специфической высокогорной породой, находящейся в постоянном превращении (снег — фирн-лед) и в постоянном движении, то не может идти речи о их консервирующем воздействии на рельеф гор. С подстилающими поверхностями склонов и в областях аккумуляции и в областях абляции контактирует лед, который, двигаясь по наклону поверхностей, взаимодействует с ними, производит экзарацию. При большом горном оледенении выше региональной снеговой границы это будет в основном плоскостная экзарация, так как воздействие фирново-ледяных толщ распределено более или менее равномерно на обширных площадях междолинных пространств. Ниже снеговой границы воздействие льда сосредоточено вдоль полос сгущения тектонических трещин и работа ледников выражается в выпахивании трюгов, т. е. в линейной экзарации.

Следовательно, при облекающем горном оледенении плоскостные движения фирново-ледяных толщ в верхнем ярусе рельефа подчинены в основном притягательному влиянию региональной снеговой границы, которую поэтому можно считать главным базисом гляциальной, вернее, нивально-гляциальной денудации. Однако, приближаясь к снеговой границе, оттекающие с междуречий массы фирна-льда устремляются ниже ее и местными базисами их движения (местными бази-

<sup>7</sup> Под термином «региональная снеговая граница», которым обычно пользуются американские исследователи древнего оледенения гор, они понимают уровень, выше которого снег накапливается из года в год, образуя ледяные тела, ледяные шапки (Ричмонд, 1968).

сами нивально-гляциальной денудации) становится поверхность долинных ледников.

Чем сильнее расхождение в положении снеговой границы и поверхностей главных долинных ледников, тем большие участки склонов оголены и подвергаются расчленению боковыми ледниками, также выборочному разъеданию нивальными и мерзлотными процессами. Наоборот, чем ближе эти уровни сходятся между собой, тем меньше условий для распространения линейного расчленения склонов. Избыток фирново-ледяных масс стекает тогда из областей питания в области абляции широкими лопастями, воздействие которых на подстилающие породы может рассматриваться как переходное от плоскостного к линейному.

При разрастании большого горного оледенения происходило снижение региональной снеговой границы и увеличение мощности долинных ледников. Когда их поверхность приближалась к снеговой границе, находящийся в долинах лед подпруживал фирново-ледяные толщи областей питания, способствуя усилению их плоскостной денудации. А когда трогги заполнялись мощными долинными ледниками до уровня снеговой границы (с небольшими отклонениями в ту или иную сторону), оголенные участки склонов, подвергавшиеся выборочному разрушению, вообще исчезали. Заполнение трогов ледниками до уровня снеговой границы можно назвать идеальным случаем для формирования в верхнем ярусе рельефа выположенных пространств, ниже расчлененных негустой, но хорошо разработанной сетью крупных трогов с характерными для них ступенчато-волнистыми продольными профилями.

Облекающие толщи фирна-льда (мощностью 100 м и более) на хребтах осевой зоны и высокое положение поверхностей долинных ледников — это два главных показателя больших размеров горного оледенения и в то же время два главных условия формирования выше древней снеговой границы выположенных пространств гляциального или нивально-гляциального генезиса.

В максимум позднеплейстоценовой ледниковой эпохи в высокогорье Большого Кавказа господствовали именно такие условия. Поскольку современная региональная снеговая граница на склонах Эльбруса находится на высоте 3650 м (среднее значение), а следы выполаживания склонов в Приэльбрусье сохранились по окраине высокогорья до 2500 м и они подняты за позднеледниковое время не менее чем на 150 м, то депрессия региональной снеговой границы в максимум позднеплейстоценового оледенения была около 1300 м. В максимальные стадии ледниковой эпохи толщи фирна-льда, судя по их выполаживающему воздействию, полностью покрывали, или облекали склоны междолинных пространств, что и дает нам право называть позднеплейстоценовое оледенение в высокогорье Большого Кавказа облекающим.

Если поверхности долинных ледников, увеличивающих мощность, поднимались выше снеговой границы, то, покрываясь сверху фирном, такие участки трогов включались в области питания, еще теснее объединяясь с междолинными пространствами. Так создавались предпосылки перерастания облекающего горного оледенения в полупокровное горное оледенение. Это, по-видимому, отчасти происходило в высокогорье Большого Кавказа на самых возвышенных участках, например, в верховьях Черекон и других местах между Главным и Боковым хребтами, а также в Верхнеингурской и Верхнерионской депрессиях.

В ледниковую эпоху среднего плейстоцена такие условия были выражены сильнее и на больших пространствах. Во многих производственных отчетах, в разделе, посвященном геоморфологии, часто встречаются указания на полупокровный характер максимального оледенения. Однако нужно иметь в виду, что рельеф, выположенный в позднеледниковую эпоху облекающими толщами фирна-льда, принимают обычно тоже за результат деятельности полупокровного оледенения.

Эффективность выполаживающего воздействия фирново-ледяных толщ зависела, кроме того, от целого ряда более частных показателей как в отношении подстилающей поверхности, так и состояния ледяных толщ. Выполаживание происходило активнее, если углы наклона подстилающих поверхностей были больше, что в свою очередь зависело от расчлененности рельефа, подвергшегося оледенению, и от интенсивности дифференцированных движений, продолжавшихся во время оледенения. Известно также, что ледниковой экзарации весьма способствует тектоническая раздробленность эродируемых пород и что ледяные толщи активнее воздействуют на подстилающие поверхности, если их мощность значительна, а температура в приземных слоях приближается к  $0^{\circ}\text{C}$ .

Таким образом, в ледниковые эпохи деятельность льда в высокогорье была направлена на то, чтобы создать на уровне снеговой границы выположенные пространства, подобно тому, как водная денудация создает пенеплен на уровне рек, имеющих выработанный продольный профиль.

Если считать лед горной породой, то можно сказать, что в максимумы ледниковых эпох в высокогорье на уровне снеговой границы возникал специфический гляциопенеплен, характеризовавшийся наличием сверху пластичного слоя. Подо льдом на контакте двух сред, пластичной и хрупкой, развивались силы, направленные на то, чтобы сократить площади их взаимодействия и создать поверхности наименьших равномерно распределенных напряжений. Пологие склоны ледяного пенеплена передавались подстилающему рельефу, а затем при потеплении и исчезновении фирна-льда отражались в морфологии гор с изменениями, вносимыми дифференцированными подвижками.

Формирующиеся под толщами фирна-льда выположенные пространства верхнего яруса рельефа можно называть гляциальным пенепленом, или гляциопенепленом, в отличие от пенеплена в обычном понимании.

В печати нередко высказываются сомнения в эффективности ледниковой экзарации. Приводятся примеры, когда наступившие, а затем отступившие льды оставляют после себя неизменные формы доледникового аккумулятивного рельефа, ненарушенные доледниковые отложения, неразрушенные постройки. Но при этом обычно не говорится, о какой тектонической структуре идет речь — положительной или отрицательной. Кроме того, приводимые примеры относятся, как правило, к краевым областям ледниковых покровов либо даже к краевым участкам отдельных языков, где и должна проявляться не экзарационная, а аккумулятивная деятельность ледяных тел.

Палеогеоморфологические исследования на Большом Кавказе в областях положительных тектонических структур свидетельствуют об обратном, заставляя признать большую геолого-геоморфологическую деятельность древнего оледенения, соответствовавшую его размерам.

Геоморфологическим доказательством эффективной экзарационной способности льда служит хотя бы ступенчато-волнистый продоль-

ный профиль трогов, который обнаруживается почти по всем долинам Большого Кавказа, несмотря на их последующую переработку водными потоками. Вряд ли следует противопоставлять активность речной эрозии и ледниковой экзарации, хотя и отличающихся между собой по формам проявления, но одинаково способных вырабатывать долинную сеть.

В областях питания, на склонах хребтов, где мощность льда была в среднем в 2—4 раза меньше (100—200 м против 250—700 м), чем в долине, а скорость его движения в несколько раз медленнее, эффект экзарации на единицу поверхности был значительно слабее. Но в сумме ледниковая плоскостная денудация выше региональной снеговой границы должна приближаться к тому суммарному выпаивающему воздействию, которое осуществляли ледники по долинам (влияние закона сохранения энергии). Выположенность верхнего яруса рельефа высокогорья, на наш взгляд, служит главным доказательством большой геолого-геоморфологической деятельности древнего оледенения гор, равно как и трого с их ступенчато-волнистыми продольными профилями: первые — на междуречьях в верхнем ярусе рельефа, вторые — в долинах нижнего яруса.

Признание роли древнего оледенения как мощного фактора денудации и рельефообразования имеет немало сторонников среди исследователей материкового оледенения. С. А. Евтеев (1964) указывает, что рельеф Восточной Антарктиды был сильно переработан льдом, так как с подстилающей поверхности снесены древние коры, в том числе линейные, имевшие большую мощность. По его расчетам, в которых учтен только твердый сток (по-видимому, не полностью), лед в Восточной Антарктиде сдирает с подстилающей поверхности слой не менее 0,05 мм/год. Но даже по этой сильно приуменьшенной оценке можно видеть, что на равнинах осуществляемая ледниковым покровом денудация примерно в два раза больше, чем денудация, производимая текучими водами (около 0,025 мм/год по Ж. Корбелю)<sup>8</sup>.

Н. И. Николаев и А. И. Медянцева (1966), учтя общее количество морены, вынесенной Балтийским ледниковым щитом на равнины за среднеплейстоценовое и позднеплейстоценовое оледенение, определили величину ледниковой денудации за это время в 35—40 м. По-видимому, эта величина тоже преуменьшена, так как в расчет принята лишь часть вынесенного материала. Приводимая ими оценка втрое меньше той, которая дана для Балтийского ледникового щита за то же время Н. В. Шатским (1947), и той оценки, которую дает Е. В. Рухина (1961) на основании величины современной денудации исландскими ледниками.

Для Большого Кавказа в последние годы проведено определение интенсивности денудации по твердому стоку рек (Габриелян, 1971). В осевой зоне денудационный срез в среднем равен 1—2 мм/год, по периферии снижается от 1 до 0,25 мм/год. К сожалению, эти данные не могут быть прямым образом использованы для характеристики нивально-гляциальной денудации ледникового времени. Во-первых, дана средняя величина, рассчитанная на всю площадь гор без разделения долин и междуречий. Во-вторых, современная денудация протекает на больших пространствах при задернованных и залесенных склонах, чего не могло быть в ледниковые эпохи, когда разрыхление пород и обновление экспозиции происходило очень интенсивно. По цифрам, полученным Ж. Корбелем для «тотальной речной денуда-

<sup>8</sup> J. Corbel. Vitess de l'erosion; Zeitschrift für Geomorphologie, 1959, Bd. 3, H. 1.

ции», видно, как резко усиливается эффект воздействия текучей воды при переходе к перигляциальным полувлажным и экстремальным снежным условиям (в 6—8 раз).

## 5. Взаимодействие нивально-гляциального и водного уровней денудации

При потеплении, в конце ледниковой эпохи возникало и со временем увеличивалось расхождение между отступавшей снеговой границей (главным базисом нивально-гляциальной денудации) и поверхностями сокращавшихся и оседавших долинных ледников (местными базисами нивально-гляциальной денудации). Этот разрыв мог внача-

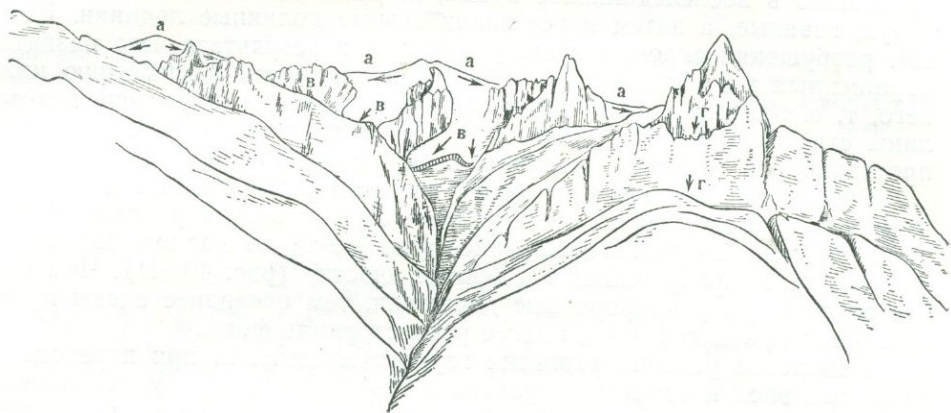


Рис. 39.

Схематический рисунок вершинной части Главного хребта:

а — внутренние водораздельные участки хребта с облегающими толщами фирна-льда, производящими плоскостную экзарацию; в — обращенные к глубоким долинам всячие ледники, производящие линейную экзарацию; г — блоки склонов, отсеившие к долинам по тектоническим трещинам

ле измеряться десятками, затем сотнями метров. В связи с этим вступало в силу и распространялось линейное расчленение склонов мелкими ледниками, лавинами, потоками талых вод, сопровождавшееся выборочным разъеданием коренных пород нивальными и мерзлотными процессами. Ледники, а также фирново-ледяные поля сокращались, оседали, дробились. Расчленение склонов становилось глубже и гуще. В пределы высокогорий все дальше проникали верховья водных потоков, и роль местных базисов денудации для обширных пространств начали играть русла рек с их порожистыми продольными профилями. Ведущим фактором рельефообразования в высокогорье стала, таким образом, водная денудация. А деятельность нивально-гляциальной денудации ограничилась самыми высокими участками современных центров оледенения, расположенными на ледоразделах.

Так образовалась нивальная зона в современном виде с характерным для нее сочетанием молодых реликтов ледникового времени с еще более молодым глубоким и густым расчленением голоцена.

Одновременное проявление двух уровней денудации — нижнего водного и верхнего нивально-гляциального — можно наблюдать в настоящее время в осевой зоне Центрального Кавказа. Склоны высоких

вершин Главного и Бокового хребтов (до 4000 м и более), обращенные внутрь междуречий, до сих пор остаются пологими. Они несут фирново-ледяные поля, которые медленно ползут к уровню снеговой границы, производя на подстилающие коренные породы плоскостное экзарационное воздействие. Развитие рельефа таких участков подчинено уровню нивально-гляциальной денудации. Крутые скалистые выступы над толщей фирна-льда наблюдаются лишь в местах резких дифференцированных движений значительной амплитуды.

Склоны вершин, обращенные к долинам, уже не имеют облегающих толщ фирна-льда. На них сохранились мелкие обычно изолированные друг от друга пятна многолетних снегов. Эти склоны скалисты, расщелены открытыми трещинами, расчленены мелкими трогами, лавинными желобами, ущельями. Их глубокое дробное расчленение произошло в послеледниковое время, когда оседали и исчезали, пульсируя, главные, а затем и все значительные долинные ледники. Базисом разрушения склонов стали урезы рек, в результате чего развитие обращенных к долине крутых склонов подчинилось воздействию нижнего, т. е. водного уровня денудации. Отток льда и сброс снега в долины стал идти очень быстро, и вместо плоскостной экзарации распространились процессы линейной экзарации и линейной эрозии.

Восстанавливая прежние более спокойные очертания гор, удается проследить формы вершин и морфологию склонов на различных стадиях развития оледенения от максимума эпохи до полного или почти полного угасания ледников на данном участке (рис. 40, 41). Чем слабее здесь дифференцированные движения, тем очевиднее следы прошлых этапов развития и тем полнее реконструкция форм.

Изменение условий развития горного оледенения при переходе от холодных эпох к теплым сопровождалось столь же большими изменениями в положении снеговой границы, являющейся показателем размеров ледосборных бассейнов. Поскольку оледенение, перерастая из большого в малое, не просто сокращалось, а меняло при этом свои формы, то и снеговая граница не просто отступала, но сложно преобразовывалась.

При большом горном оледенении, когда высокогорные хребты были покрыты облегающими толщами фирна-льда, всюду была четко выражена так называемая региональная снеговая граница. Она тянулась, не прерываясь, на огромные пространства, окружая всю высокогорную область и образуя при этом лишь плавные отклонения, обусловленные крупными чертами морфологии, экспозицией склонов, местами, возможно, сильным метелевым переносом. Но когда оледенение сократилось и фирново-ледяной покров, утоняясь, начал дробиться, то снеговая граница, подчиняясь влиянию мелких форм рельефа и микроклимата, стала прерывистой, а ход ее весьма прихотливым. В таких условиях приходится иметь дело в основном не с региональной, а с местной снеговой границей.

Сказанное убеждает нас в том, что горное оледенение, перерастая из большого в малое или обратно, меняло по существу формы геолого-геоморфологической деятельности, однако эффект общего разрушения гор, грубо говоря, оставался в обоих случаях большим и одного порядка (соизмеримым). По-видимому, интенсивность денудации все же определяется в первую очередь интенсивностью тектонических движений.

Необходимо подчеркнуть еще одну важную закономерность в развитии горного оледенения. Оно на каждой стадии своего развития вырабатывает рельеф, оказывающий обратное воздействие на создав-

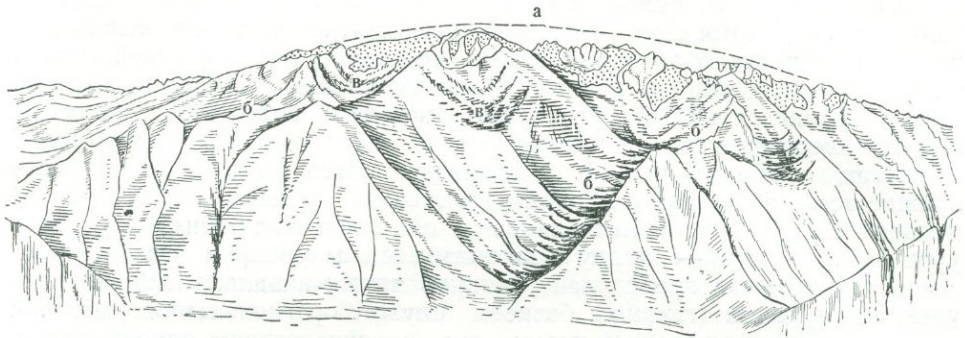


Рис. 40.

Типичное высокогорье (горная группа Джанлыкбаши), выположенное фирново-ледяными толщами максимальных стадий, подвергшееся в позднеледниковое время и в голоцене очаговому разъеданию и дробному расчленению: а — следы максимальных стадий; б — следы позднеледниковых стадий; в — следы голоценовых стадий

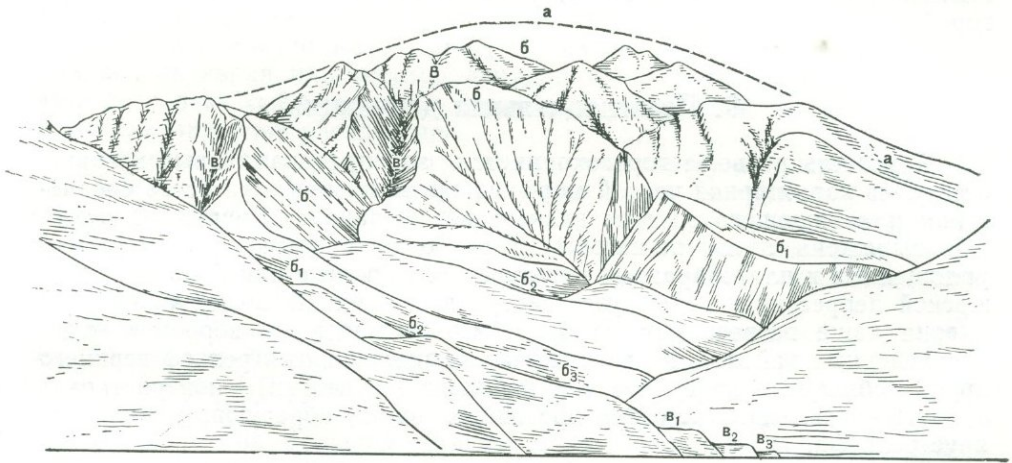


Рис. 41.

Низкое высокогорье (правый склон Теберды в переходной зоне), выположенное фирново-ледяными толщами максимальных стадий, расчлененное трогами и карами в позднеледниковое время и подвергшееся в голоцене эрозионному расчленению. а — следы максимальных стадий; б — следы позднеледниковых стадий; в — следы голоценовых стадий

шие его природные условия. Ледниковый рельеф всегда способствует сохранению и дальнейшему развитию именно той формы оледенения, которая его породила. Облегающее горное оледенение вызывает формирование выположенных пространств выше снеговой границы, а это в свою очередь создает максимально благоприятные геоморфологические условия для развития большого горного оледенения с обширными областями аккумуляции многолетних снегов. Дробление фирново-ледяного покрова вызывает формирование в нивальном поясе расчлененного рельефа с мелкими отрицательными формами — цирками, карами, снегосборными воронками, которые необходимы для сохранения относительно небольших скоплений снега, сдуваемого с обширных площадей и ссыпающегося с крутых склонов.

Таким образом, саморазвитие горного оледенения проявляется не только в его взаимодействии с климатом, что отмечалось многими исследователями и стало общеизвестным, но также во взаимодействии с рельефом и, как увидим дальше, с неотектоникой, следовательно, со всеми тремя главными факторами, которые определяют размеры горного оледенения.

Итак, ярусность рельефа высокогорий Большого Кавказа есть прежде всего результат активной деятельности процессов четвертичного периода и отражает существование не одного, а по крайней мере двух уровней денудации — наряду с нижним водным уровнем (главным базисом служат реки предгорной равнины) также нивально-гляциального уровня денудации (главным базисом служит региональная снеговая граница). При достаточной высоте гор они существуют одновременно, но рельефообразующее значение каждого из них со временем изменяется.

В ледниковые эпохи непомерно возрастает роль нивально-гляциального уровня денудации, который подчиняет себе развитие рельефа всего высокогорья. В голоцене и в межледниковые эпохи, наоборот, основную роль играет уровень водной денудации, распространяющий влияние на всю горную систему, включая подавляющую часть высокогорий.

## 6. Перигляциальная денудация<sup>9</sup>

Ярусность рельефа гор сохраняется за пределами высокогорья, оставаясь характерной чертой морфологии на протяжении всего среднегорья и следующего за ним низкогорья. Однако эта черта морфологии выражена здесь по-иному. Широкое распространение получают уплощенные и платообразные междуречья, типичные для большей части юрской депрессии и зоны куэст северного склона. В пределах южного склона чаще встречаются одновысотные уплощенные вершины более расчлененных районов. Во всех случаях выположенный рельеф верхнего яруса (обширные поверхности и небольшие участки) контрастирует с крутыми склонами глубоко врезанных долин, образующими нижний ярус рельефа.

Причинами изменения морфологии гор на переходе от высокогорья к среднегорью считают снижение интенсивности новейших тектонических движений (вначале в полтора-два раза, затем еще больше) и изменение геологического строения (литологии и условий залегания пород). Нужно добавить еще третью не менее важную причину — изменение комплекса рельефообразующих процессов ледникового времени. Вместо преимущественно экзарационного воздействия в верхнем ярусе рельефа здесь запечатлена деятельность процессов перигляциального комплекса. Главным же условием формирования ими уплощенных междуречий являлась равномерная рассредоточенность стока на большие пространства, благодаря чему и осуществлялась плоскостная денудация.

Геоморфологические исследования, фактический материал по которым изложен в главе II, показали, что в ледниковую эпоху позднего плейстоцена плоскостные перигляциальные процессы особенно активно и длительно развивались на междуречьях структурного среднегорья северного склона с абсолютными высотами от 1600—1700 до 2100—

<sup>9</sup> Разбирается деятельность перигляциальных процессов, осуществляемая в основном нивацией и мерзлотой. Деятельность флювиогляциальных вод не рассматривается.

2300 м. Расположенные вблизи высокогорной оледенелой области ниже климатической и региональной снеговой границы, эти пространства характеризовались преобладанием низких температур с частыми переходами через 0°C в короткое летнее время. Они находились под влиянием холодных и сухих воздушных масс, стекавших от ледяных полей высокогорий. Осадки выпадали преимущественно в твердом виде. Мало-мощный, но длительно устойчивый снеговой покров, местами с перелетывавшими снежниками и зародышевыми формами оледенения, таял медленно, частично испаряясь. Он плохо защищал грунт от промерзания и поэтому широким распространением пользовалась многолетняя мерзлота. Талые воды поступали в грунт малыми порциями, которые насыщали деятельный слой влагой, но не способствовали усилению поверхностного стока, наоборот, они оказывали на него тормозящее влияние.

В таких природных условиях преобладало плоскостное воздействие на поверхности междуречий нивальных и мерзлотных процессов и плоскостное движение по ним рыхлых продуктов выветривания, осуществлявшееся солифлюкцией<sup>10</sup> и, в меньшей степени, поверхностным плоскостным смывом мелких частиц струями талых, отчасти дождевых вод. Комплекс этих процессов производил перигляциальную пенеппенизацию междуречий.

Чем сильнее было похолодание, тем на большую площадь распространялась активная плоскостная денудация перигляциальными процессами, поскольку усиливавшаяся мерзлота и устойчивый снеговой покров тормозили линейное расчленение.

Геологическое строение играло при формировании перигляциального пенеппена хотя и пассивную, но достаточно важную роль. Слабо метаморфизованные осадочные породы (глинистые сланцы, алевролиты, песчаники и др.) легко поддавались выветриванию, а спокойное моноклиналиное залегание пластов (или в пологих складках) способствовало развитию плоскостных процессов.

Значительность перигляциальных процессов признается в настоящее время большинством исследователей — авторами общих и региональных работ (А. Попов, 1967; Каплина, 1965; Боч и Краснов, 1951; Кривоуцкий, 1965; Ивановский, 1970; и др.). Широкое распространение этих процессов на Большом Кавказе доказывается, во-первых, наблюдениями за современными рельефообразующими процессами и, во-вторых, анализом следов, оставшихся в рельефе от ледникового и позднеледникового времени.

Перигляциальные процессы, переместившись вслед за сократившимся оледенением в высокогорье, продолжают до сих пор играть значительную рельефообразующую роль по периферии современных центров оледенения. Плоскостные перигляциальные процессы наблюдались и описывались для северного (близ Эльбруса на высотах от 3000 до 3600 м; Рябцева, 1958) и для южного склонов Центрального Кавказа (для Кельского нагорья с высотами от 2600 до 3200 м, где снеговой покров держится 9—11 месяцев в году и широко распространены различные мерзлотные формы рельефа; Л. И. Маруашвили, 1960). А. В. Ермаков (1958) наблюдал мерзлотные формы рельефа хорошей сохранности на высоте 2100 м на водоразделе рек Чхари и Гергетисцкали близ подножия Казбека, что было позднее повторено нами.

<sup>10</sup> Имеется в виду криосолифлюкция — течение и оползание насыщенного водой грунта, происходящее при участии мерзлоты.

Можно себе представить, насколько возрастала активность перигляциальных процессов и площадь их распространения в ледниковые эпохи и в позднеледниковое время. Об этом мы судим хотя бы по морфологии структурного среднегорья верховий Малки (высота до 2000—2200 м и более), где перигляциальные природные условия благодаря близости ледяных полей Эльбруса сохранялись долго и в сильно ослабленном виде отражаются в современном рельефообразовании (гл. II, рис. 5, а, б, в, г). Среди задернованных поверхностей еще теперь можно видеть формы как мерзлотного (полигональные грунты, бугры пучения, солифлюкционные натечные террасы), так и нивального (ниши) генезиса.

Выположенный рельеф междуречий с невысокими (относительная высота 80—150 м) пологосклонными возвышенностями и широкими слабо выраженными ложбинами — «мочагами», а также покров несортированных супесей, реже суглинков, имеющий мощности не более 2—3 м, свидетельствуют о том, что эти пространства продолжают формироваться преимущественно плоскостными процессами (Щербакова, 1960). Однако теперь эти процессы протекают очень медленно и главным образом в течение конца апреля — начала июня, когда происходит таяние снегового покрова. Насыщенные талой водой рыхлые продукты выветривания движутся по пологим склонам под дерновым слоем и вместе с ним. Лишь при приближении к главным долинам сток переходит в линейный, ручьи врезаются глубже, появляются рытвины и овраги.

В ледниковые эпохи платообразные междуречья верховий Малки становились классическим районом активного перигляциального выполаживания в связи с резким усилением суровости климата и обеднением растительного покрова, который местами исчезал, местами разреживался. Многими исследователями уже отмечалось, что незадернованные поверхности денудировались в несколько раз быстрее, чем задернованные (Добродеев, 1966) и что интенсивность денудации усиливается в суровых климатических условиях (Иверонова, 1969).

При описании юрской депрессии и зоны куэст северного склона (гл. II, рис. 5, а, д) были приведены доказательства большей денудированности способности перигляциальных процессов по периферии высокогорной области. Активно развиваясь на верху среднегорий во время ледниковых эпох среднего, затем позднего плейстоцена, захватывая в максимальные стадии низкогорные районы, процессы перигляциального комплекса срезали сверху междуречья и вершины, выполаживали и уплощали их. При этом вдоль выхода бронирующих пластов образовывались куэсты, в общих чертах напоминающие куэсты водной денудации, но с иной морфоскульптурой.

Таким образом, вокруг оледенелой, высокогорной области в верхнем ярусе рельефа формировался перигляциальный пенеплен различной морфологии: то в виде обширных платообразных или моноклиналино снижающихся междуречий, прорезанных редкими долинами, то в виде наклонных равнин с возвышающимися над ними куэстами, то в виде плосковерхих возвышенностей и невысоких хребтов со слабоволнистой гребневой линией.

Многие исследователи в пределах северного склона, где выположенный рельеф платообразных и слабонаклонных междуречий занимает большие пространства, выделяют древние поверхности выравнивания (одну или несколько). Однако коррелятивные палеонтологические охарактеризованные отложения на этих поверхностях не обнаружены.

Еще Н. А. Гвоздецким и М. В. Муратовым (1948) указывалось на возможность перестройки древних денудационных поверхностей, припод-



Рис. 42.

Казбек. Современное выполаживание склонов перигляциальными процессами

нятых на значительную высоту. Мы подчеркиваем, что эта перестройка протекала энергично в ледниковые эпохи, когда рядом располагалась область большого горного оледенения осевой зоны, а древняя снеговая граница (климатическая) местами касалась высших точек междуречий.

Рельеф платообразных междуречий верховья Малки молодой и нет оснований принимать его за реликт каких-то отдаленных этапов развития. Это не древний пенеплен, приподнятый на современную высоту тектоническими движениями, а перигляциальные выположенные пространства, сформированные на верху среднегорий.

В максимумы похолоданий область развития перигляциальных процессов расширялась, сдвигаясь к предгорьям. Но сила денудационного среза в этом направлении заметно сокращалась, отражая снижение темпа тектонических движений и меньшую активность перигляциальных процессов.

При потеплении перигляциальные процессы замирали прежде всего по окраине гор, уступая вновь место водной денудации. Затем они ослабевали и в среднегорных районах, сдвигаясь вслед за сокращавшимся оледенением в высокогорье. Здесь эти процессы продолжали выполаживать освобождавшиеся от льда участки гляциального пенеплена до тех пор, пока в их пределы не проникали процессы линейного расчленения и очагового выветривания (рис. 42).

В позднеледниковое время при сокращении оледенения перигляциальные процессы получали широкое развитие также по долинам, склоны которых освобождались ото льда и фирна. На смену ледниковой экзарации приходили процессы нивального и морозного выветривания, действие мерзлоты и солифлюкции, т. е. всего комплекса процессов, имеющих много общего с теми, которые развивались на междуречьях. Вначале их воздействие на оголявшиеся породы приближалось к плоскостному, но благодаря значительному наклону поверхностей довольно быстро переходило в линейное и выборочное.

Воздействие перигляциальных процессов вызывало некоторое выполаживание склонов ледниковых долин к поверхности оседавших ледников, затем к коренному дну долины. В результате этого вдоль края ледников формировались террасы оседания и трог утрачивал свою типичную форму, приобретая более выположенную корытообразную.

В податливых породах, например глинистых сланцах, перестройка происходила быстро. В хрупких породах типа гранитов этому способствовала тектоническая раздробленность и трещиноватость.

Активному действию перигляциальных процессов в долинах при сокращении оледенения благоприятствовали холодные ветры от ледяных полей верховий. Когда же потепление достигало критической границы перехода к межледниковью, или к голоцену, тогда долины начинали испытывать, наоборот, более сильное влияние теплых воздушных масс,двигающихся от предгорных равнин.

Намечается следующая последовательность переработки ледниковых долин комплексами рельефообразующих процессов, сменяющих друг друга от ледниковых эпох к межледниковью (к голоцену): экзарационное воздействие фирново-ледяных толщ → воздействие плоскостных перигляциальных процессов → линейно-выборочное нивально-морозно-гравитационное расчленение → эрозионное расчленение.

Эту последовательную смену комплексов можно назвать фазами деятельности склоновых процессов на переходе от холодного времени к теплomu. Изменение ведущих комплексов происходит по мере сокращения длительности зим, количества твердых осадков, мощности многолетних, затем сезонных снегов.

Местные условия — микроклимат, крутизна склона, литология пород, их трещиноватость — придают этим изменениям заметное своеобразие. На склонах южной экспозиции при их значительной крутизне вторая фаза деятельности склоновых процессов укорачивается и переход от нивально-гляциального выполаживания к линейно-выборочному нивально-морозно-гравитационному расчленению происходит много быстрее, чем на склонах северной экспозиции, где, наоборот, длительно сохраняются условия, способствующие перигляциальному выполаживанию склонов (наличие мерзлоты и снежного покрова).

Быстрая утрата ледниковыми долинами типичной формы трогов создает обманчивое впечатление их иного генезиса и дает повод к недооценке действительных размеров древнего оледенения Большого Кавказа.

На многочисленных примерах можно было убедиться в том, что на Большом Кавказе в комплексе перигляциальных процессов нивация (в широком понимании термина) играла и продолжает играть в целом не меньшую роль, чем деятельность многолетней мерзлоты и связанных с ней процессов. Это соответствует климатическим условиям данной территории и варьирует в зависимости от изменения метеорологических показателей. В перигляциальной области южного склона нивальные процессы были в основном ведущими, на северном склоне — в среднем равноценными с мерзлотными. В пределах обоих склонов роль нивации возрастала в западном направлении, а роль мерзлоты увеличивалась к востоку.

Всюду, где в рельефе видны следы выполаживающего воздействия процессов перигляциального комплекса, среди них всегда можно обнаружить доказательства активного участия наряду с мерзлотой также нивации, а местами и следы зародышевых форм оледенения. Последние отмечались для плато Бечасын и плато Куденейтяйла на высотах порядка 2000—2300 м и у подножий Скалистого хребта, наиболее высокие участки которого несли значительное оледенение.

В пределах Большого Кавказа перигляциальные пространства всегда хранят в себе предпосылки возможного возникновения небольшого, главным образом зародышевого оледенения. Это можно считать здесь вполне закономерным явлением.

Самое низкое место, где нам удалось наблюдать следы зародышевых форм оледенения, относящихся к позднеплейстоценовой ледниковой эпохе, находится в окрестностях Кисловодска на высоте 1200—1300 м. Следовательно, в максимальные стадии позднеплейстоценовой ледниковой эпохи зародышевые формы оледенения, как и орографическая снеговая граница, спускались на северном склоне Большого Кавказа до абсолютной высоты не менее 1100 м, если учесть происшедшее с тех пор поднятие. Вместе с ними сюда спускалась область активной деятельности перигляциальных процессов.

Это позволяет говорить о том, что область активной перигляциальной денудации подчинена влиянию снеговой границы и ограничена ее разновидностями: сверху — региональной, снизу — орографической. Тогда нижним пределом выполаживающего воздействия плоскостных перигляциальных процессов, во всяком случае для Большого Кавказа, можно считать орографическую снеговую границу, называя ее уровнем перигляциальной денудации. Современный субнивальный пояс, где господствуют перигляциальные процессы, имеет, по-видимому, те же границы.

Таблица 3

**Расхождение региональной и орографической снеговой границы в Приэльбрусье**

Разновидности снеговых границ	Высота современной снеговой границы, среднее значение (м)	Высота древней снеговой границы (м)	Депрессия древней снеговой границы (м)
Региональная снеговая граница (местная при малом оледенении)	3650	2350—2400	1250—1300
Орографическая снеговая граница (граница фирновых пятен)	2950	1050—1150	1800—1900

Расхождение региональной и орографической снеговой границы в современных климатических условиях — 700 м.

Расхождение региональной и орографической снеговой границы в максимум позднеплейстоценового оледенения — 1300 м.

Сопоставление высот положения современных и древних снеговых границ, приведенных в табл. 3, показывает, что расхождение между региональной и орографической снеговыми границами в максимальные стадии позднеплейстоценового оледенения увеличивалось по сравнению с современным, грубо говоря, вдвое (1300 м против 700 м).

Кроме того, в высокогорье с быстрым снижением абсолютных высот интервал 700 м захватывает сравнительно небольшую площадь гор, тогда как в среднегорных и низкогорных районах, отличающихся постепенным снижением высот, интервал 1300 м должен распространиться на обширные пространства. Другими словами, в ледниковую эпоху площадь перигляциальной области увеличивалась не вдвое, а во много раз.

В этом кроется большой палеогеографический смысл. В максимум позднеплейстоценового оледенения перигляциальные пространства, в пределах которых осуществлялась плоскостная денудация и выполаживание рельефа, были обширными и по площади превосходили высокогорную оледенелую область. Поэтому значение перигляциального выполаживания для формирования верхнего яруса рельефа Большого Кавказа велико.

Несмотря на то что рельефообразующие процессы в этом случае шли значительно медленнее, чем в высокогорье, все же их интенсив-

ность была достаточной для того, чтобы изменять рельеф. Если принять среднюю скорость плоскостной денудации в перигляциальных средневысотных районах равной 0,5—1 мм/год, то за четвертичный период это будет составлять не менее 300 м. Поэтому мы имеем право говорить о большой геолого-геоморфологической деятельности не только самого горного оледенения, но и сопровождающих его процессов.

## 7. Денудационные поверхности различного генезиса в пространстве и во времени

Рассматривая условия формирования различных типов рельефа на Большом Кавказе, мы стремились показать, что ярусность вообще типична для этой горной системы и здесь всюду над глубоко врезанными крутосклонными долинами распространены денудационные поверхности различной морфологии и различного генезиса. В высокогорье — это нарушенные дифференцированными движениями выположенные участки нивально-гляциального происхождения, в среднегорье и отчасти низкогорье преобладают сильно выположенные междуречья, созданные в основном перигляциальными процессами и лишь по окраине и у подножия гор сохраняются и продолжают формироваться водно-денудационные поверхности выравнивания.

Нельзя было не убедиться также в том, что в конце концов решающими факторами образования выположенных пространств верхнего яруса являются условия стока и условия перемещения рыхлых продуктов выветривания.

Только при плоскостном характере их воздействия на подстилающие поверхности становится возможным выполаживание междуречных или междолинных пространств. В самых общих чертах оно не зависит от того, на каких высотах это происходит и каким комплексом процессов осуществляется: экзарацией, нивацией и мерзлотой или деятельностью текучих вод, что отражается в морфоскульптуре денудационных пространств.

В одних случаях плоскостная денудация подчиняет себе вершинные поверхности обширных массивов, в других случаях — мелкие изолированные участки. Соответственно образуются то выположенные междолинные пространства, то отдельные уплощенные вершины.

Преобладание плоскостных процессов на больших площадях определяется многими факторами, из которых главные: общие климатические условия (от них зависят высотные пределы распространения различных комплексов плоскостных процессов), интенсивность неотектонических движений (поднимающих междуречья на соответствующую высоту) и геологическое строение (способствующее или тормозящее выполаживанию).

Говоря о существовании нескольких уровней денудации, мы тем самым подчеркиваем широкое распространение в горах плоскостных процессов. На больших высотах действует нивально-гляциальный уровень денудации, ниже — перигляциальный уровень и у подножия гор — уровень водной денудации.

Этим обусловлена ярусность рельефа Большого Кавказа и для ее объяснения нет надобности привлекать древние поверхности выравнивания со всеми имеющимися теперь оговорками. Увлечение древними поверхностями выравнивания ведет нас к недооценке молодых рельефообразующих процессов, которые, однако, сильнее древних запечатлены в современном рельефе.

Общей закономерностью распространения денудационных поверхностей различного генезиса в пределах Большого Кавказа является их последовательная смена от окраины к оси мегаантиклинория. Отражая при этом его зональное строение, области плоскостной денудации вытянуты в субширотном направлении и изменяют ширину в соответствии с шириной всей горной системы.

В современном рельефе сильнее всего запечатлена активная деятельность плоскостных процессов нивально-гляциального и перигляциального комплексов позднеплейстоценового оледенения — оно было последним и оставленные им следы достаточно свежи.

Ясная картина пространственного распространения следов различного рода выполаживания рисуется для максимума позднеплейстоценового оледенения в пределах Центрального Кавказа. Реликты денудационных поверхностей нивально-гляциального генезиса захватывают всю осевую зону, соседние с ней высокогорные депрессии и частично передовые хребты южного склона (участки с высотами более 2500—2600 м). С севера и юга к ним примыкают среднегорья, затем низкогорья; междуречья и вершины здесь несут следы выполаживания перигляциальными процессами. К этим районам относятся юрская депрессия и зона куэст северного склона, а также сниженные части передовых хребтов южного склона и примыкающие к ним по внешнему краю невысокие отроги.

Особенно сильному и длительному воздействию перигляциальных процессов подвергалось высокое среднегорье (выше 1600—1800 м). Но в максимальные стадии ледниковых эпох среднего и позднего плейстоцена этот тип рельефообразования захватывал и значительную часть низкогорий. Однако главную роль при выполаживании рельефа междолинных пространств по окраинам Большого Кавказа играли все же процессы водно-денудационного комплекса — элювиально-делювиальные и эрозионно-аккумулятивные. Поэтому в предгорьях и у подножий Центрального Кавказа, на переходе к предгорной равнине сохраняются в слабо измененном состоянии реликты водно-денудационных поверхностей позднего плицена, смыкающиеся с террасами плейстоцена. Именно здесь нужно искать остатки предгорных лестниц, возможно, не случайно названных так В. Пенком.

Подобное же расположение денудационных поверхностей различного генезиса наблюдается в пределах северного склона Восточного Кавказа, в то время как обрывистый южный его склон отличается от других частей горной системы небольшой шириной нивально-гляциальной и перигляциальной зон.

Отличие Западного Кавказа обусловлено общим снижением высоты гор в северо-западном направлении и соответственно этому сокращается площадь, занимаемая нивально-гляциальными денудационными поверхностями за счет расширения перигляциальных и водно-денудационных пространств. Последние, по-видимому, широко распространены в пределах сильно сниженных северных предгорий Западного Кавказа. Например, на переходе от гор к Западно-Кубанскому краевому прогибу могут сохраняться не только позднеплиценовые, но и более древние поверхности выравнивания.

Такая последовательность пространственного распределения денудационных поверхностей различного генезиса фиксирует общий результат переработки рельефа гор за позднеплейстоценовое оледенение и дает статичную картину распространения областей действия процессов нивально-гляциального и перигляциального комплексов в максимуме этой эпохи.

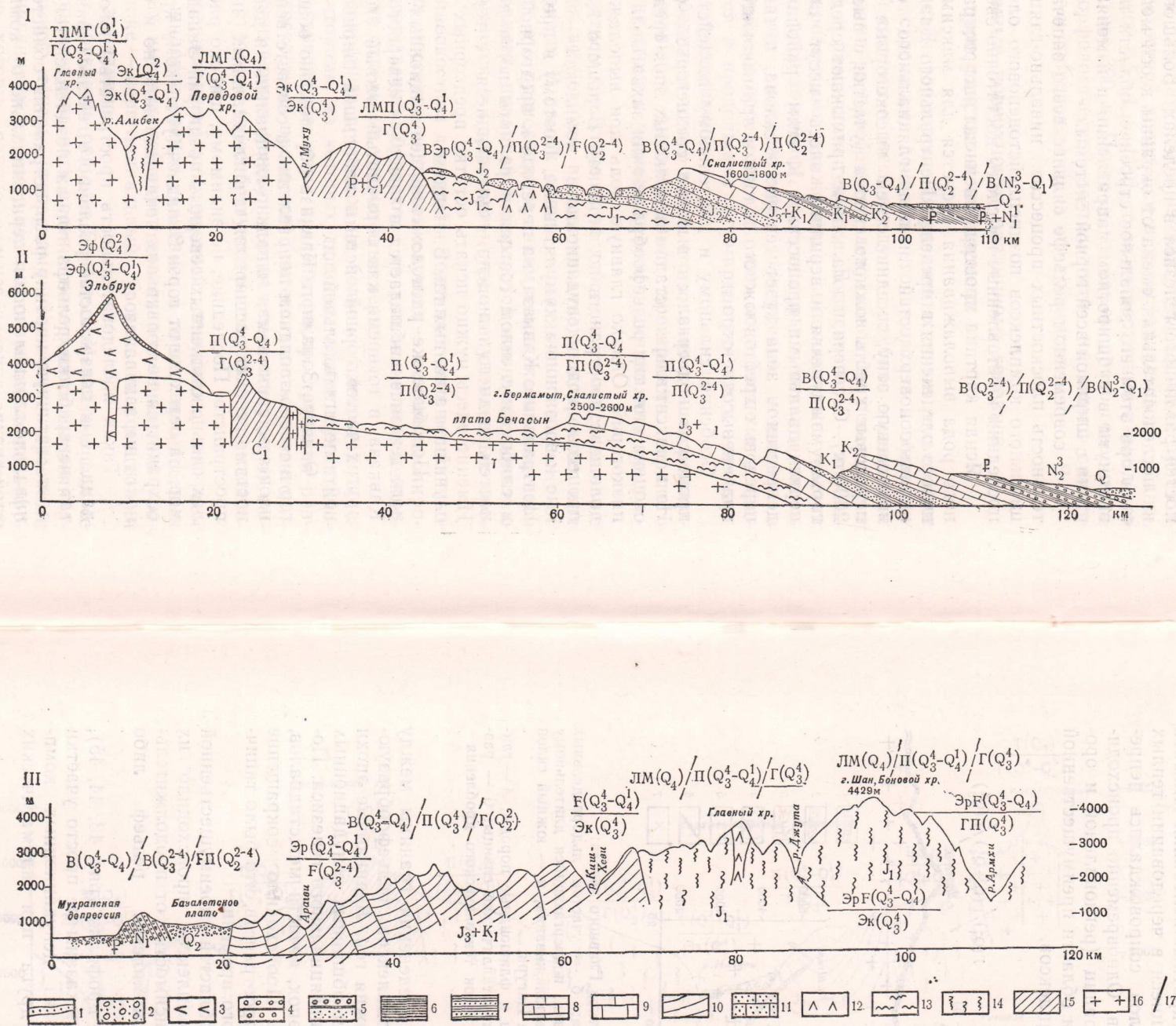


Рис. 43.

Палеогеоморфологические профили северного и южного склонов Большого Кавказа, показывающие нарастание молодости рельефа от окраины к оси мегаантиклинория.

I — левобережья рек Теберды — Кубани; II — левобережья реки Малки; III — левобережья реки Арагви.

1 — фирново-ледяные поля; 2 — четвертичные валунные галечники; 3 — четвертичные лавы; 4 — верхнеплиоценовые конгломераты и песчаники; 5 — миоцен-нижнеплиоценовые конгломераты; 6 — глины неогена и палеогена; 7 — палеогеновые, верхнемеловые и нижнемеловые песчаники и глины; 8 — верхнемеловые известняки; 9 — нижнемеловые-верхнеюрские известняки; 10 — нижнемеловой-верхнеюрский флиш; 11 — среднеюрские песчаники; 12 — среднеюрские эффузивы; 13 — среднеюрские и нижнеюрские песчаники с прослоями сланцев; 14 — нижнеюрские сланцы и песчаники, местами метаморфизованные; 15 — кварциты, метаморфизованные сланцы, мраморизованные известняки карбона; 16 — кристаллические сланцы палеозойского фундамента, прорванные гранитами; 17 — разломы.

Буквами указываются ведущие рельефообразующие процессы, индексами — время их проявления. Используются два метода показа: 1 — буквенная характеристика недавнего этапа рельефообразования дается в числителе, более отдаленного этапа — в знаменателе; 2 — все пишется в одну строчку от недавнего (слева) к более отдаленному этапу (справа) и разделяется пунктирной наклонной линией.

Ведущие комплексы рельефообразующих процессов Большого Кавказа: Г — плоскостная денудация процессами нивально-гляциального комплекса; П — плоскостная денудация процессами водного комплекса; Эк — линейная экзарация; Эр — линейная эрозия; НМ — очаговое разъедание нивальными и мерзлотными процессами; Л — лавинная деятельность; Ос — осыпная деятельность; Гр — особенно резкие проявления гравитационных процессов (обвалы, обрушивания); Т — особенно резкие проявления дифференцированных тектонических движений; С — резкое преобладание солифлюкционных процессов (солифлюкционные оползни); ОТ — резко выраженные отседания склонов.

Время проявления:  $Q_4^2$  — историческое (последние 3—4 тыс. лет);  $Q_4$  — голоцен;  $Q_3^3-Q_4^1$  — позднеледниковье;  $Q_4^3-Q_4$  — позднеледниковье и голоцен;  $Q_3^4$  — вторая половина (вторая группа стадий) позднеплейстоценового оледенения;  $Q_3^2$  — первая половина (первая группа стадий) позднеплейстоценового оледенения;  $Q_3^{2-4}$  — позднеплейстоценовое оледенение в целом;  $Q_2^{2-4}$  — среднеплейстоценовое оледенение

в целом

Но известно, что позднеплейстоценовое оледенение было много-стадийно и имело не один максимум. Многократные колебания климата в течение четвертичного периода, выражавшиеся в чередовании теплых и холодных эпох, их стадий и межстадиалов, сопровождалось непре-кращающимися сдвигами природных поясов. Одновременно происходи-ли существенные перемещения снеговых границ (региональной и оро-графической), а вслед за ними сдвигались и области преимущественной деятельности различных денудационных комплексов.

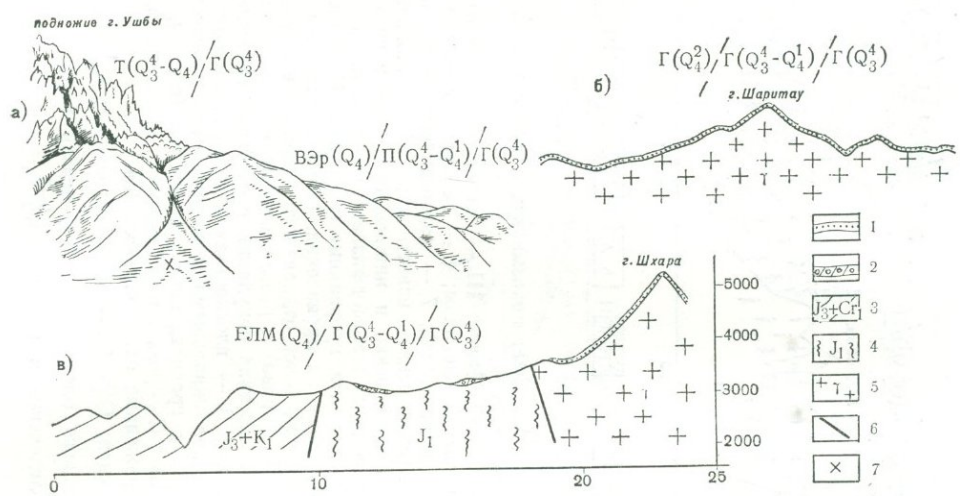


Рис. 44.

Палеогеоморфологические профили участков Главного хребта:

а — Ушба над Главным надвигом южного склона; б — участок льдораздельных пространств между верховьями Черекв и Цинисцкали, подвергающийся длительному непрерывному воздействию нивально-гляциального выполаживания; в — южный склон и его подножия в верховье Ингури;  
 1 — фирново-ледяные толщи; 2 — морена; 3 — флиш и флишоидные породы; 4 — глинистые сланцы; 5 — граниты, метаморфические и кристаллические сланцы; 6 — разломы; 7 — источник, выносящий на поверхность песок тектонического дробления

Во время ледниковых эпох и стадий оледенения границы между областями активного действия ведущих комплексов рельефообразующих процессов сдвигались в сторону подножия гор. Ледниковые эпохи были для Кавказа временем формирования обширных денудационных поверхностей нивально-гляциального и перигляциального генезиса. Потепление голоцена, как и межледниковых эпох, отчасти межстадиалов, вызывало обратные перемещения границ. Происходило сокращение нивально-гляциальных и перигляциальных пространств, что было типично для позднеледникового и послеледникового времени.

В связи с повторявшимися сдвигами областей преимущественной деятельности различных денудационных комплексов происходило их наложение друг на друга. При этом в зависимости от продолжительности и активности действия каждого комплекса рельеф либо полностью, либо частично перерабатывался.

Сказанное мы попытались отразить на профилях (рис. 43, 44, 45), над которыми в буквальном изображении показаны не просто участки преимущественного распространения одного из денудационных комплексов, но также их наложение друг на друга при климатических изменениях.

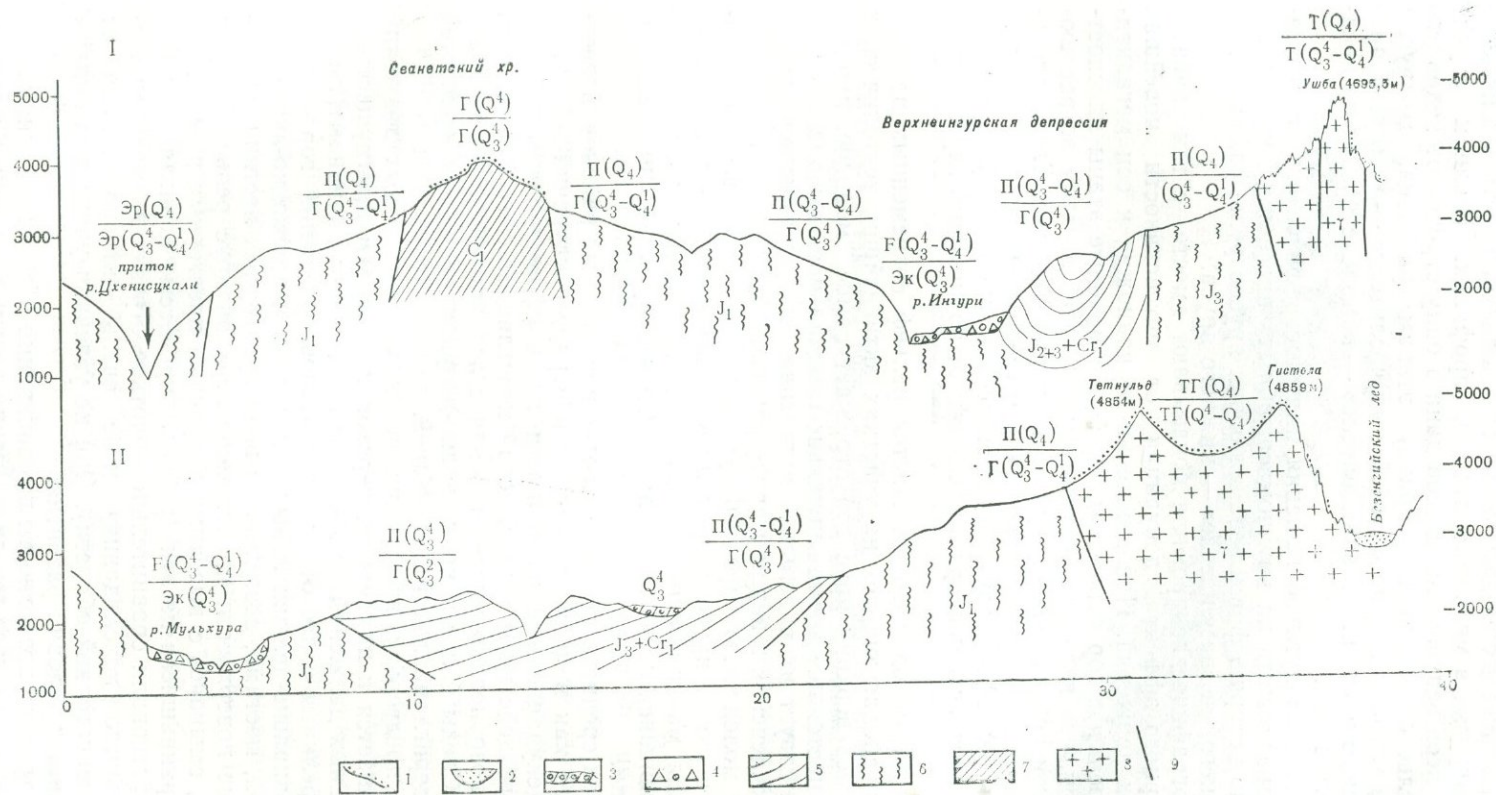


Рис. 45.

Палеогеоморфологические профили Верхнеингульской депрессии:

I — поперечный в центральной части впадины; II — продольный в восточной половине впадины  
 1 — фирново-ледяные толщи, 2 — долинные ледники, 3 — морена, 4 — флювиогляциально-селевые отложения, 5 — флиш и флишиодные породы, 6 — глинистые сланцы, 7 — мраморизованные известняки, кварциты, 8 — граниты, кристаллические и метаморфические сланцы, 9 — разломы

На приложенных к работе чертежах использованы два метода показа палеогеографических элементов, которые следует сочетать для избежания перенагрузки в мелкомасштабных профилях. В одном случае смена комплексов ведущих процессов дана в одну строчку от недавнего (слева) к более отдаленным (справа) этапам развития. В другом случае то же указано в виде «дробей»: «в числителе» — комплекс процессов недавнего времени, «в знаменателе» — комплекс процессов предшествовавшего этапа.

Идя дальше по пути обогащения палеогеографического содержания, можно предложить на крупномасштабных профилях отражать в виде «дробей» историю формирования обоих ярусов рельефа: «в числителе» — верхнего, «в знаменателе» — нижнего яруса.

Палеогеографические профили показывают вместе с тем зависимость суммарного эффекта денудации от интенсивности новейших тектонических движений. При движении от подножия к оси мегаантиклинория в рельефе гор отражены все более молодые этапы плоскостной денудации, что является несомненным доказательством возрастающей активности рельефообразования в этом направлении. Следовательно, интенсивность денудации в верхнем ярусе изменяется так же, как интенсивность рельефообразующих процессов в нижнем ярусе рельефа. И то и другое возрастает вверх по долинам от подножий в глубь горной системы.

Наибольшей молодостью отличается рельеф современных центров оледенения, располагающихся на участках активнейших тектонических движений. Здесь верхний ярус гор отражает самое молодое, продолжающееся в настоящее время нивально-гляциальное выполаживание. Этому соответствует и наибольшая интенсивность протекающего рядом глубокого расчленения в нижнем ярусе рельефа.

Большой молодостью характеризуется также рельеф всего высокогорья, где в верхнем ярусе сохранились следы нивально-гляциального выполаживания максимальных стадий позднеплейстоценового оледенения и наложившаяся на них перигляциальная денудация позднеледникового времени.

В пределах среднегорных и тем более низкогорных районов перестройка рельефа как в долинах, так и на верху междуречий протекает медленнее. Денудационные поверхности здесь сформированы выполаживающим воздействием процессов перигляциального комплекса, многократно возобновлявшегося, начиная с ледниковой эпохи среднего плейстоцена. Следы более ранних водно-денудационных поверхностей уничтожены перигляциальной денудацией.

Только в предгорьях, где интенсивность положительных движений сильно сокращается и намечается переход к областям преимущественно отрицательных движений (к молодым предгорным равнинам), могут сохраняться реликты более отдаленных этапов развития гор в виде участков элювиально-делювиальных пенеппенов и эрозионно-аккумулятивных равнин, местами, возможно, в виде предгорных лестниц. Водно-денудационные поверхности продолжают верхний ярус рельефа гор, в свою очередь, смыкаясь с высокими террасами предгорных равнин.

Распространявшиеся на эти районы процессы перигляциального комплекса действовали сравнительно короткие отрезки времени (в стадии наибольшего похолодания) и не очень активно (вдали от оледенелой высокогорной области). Они не успевали уничтожить следы предшествовавших условий развития.

Поэтому древние поверхности выравнивания в обычном понимании, т. е. водно-денудационного генезиса, нужно искать по окраине и у под-

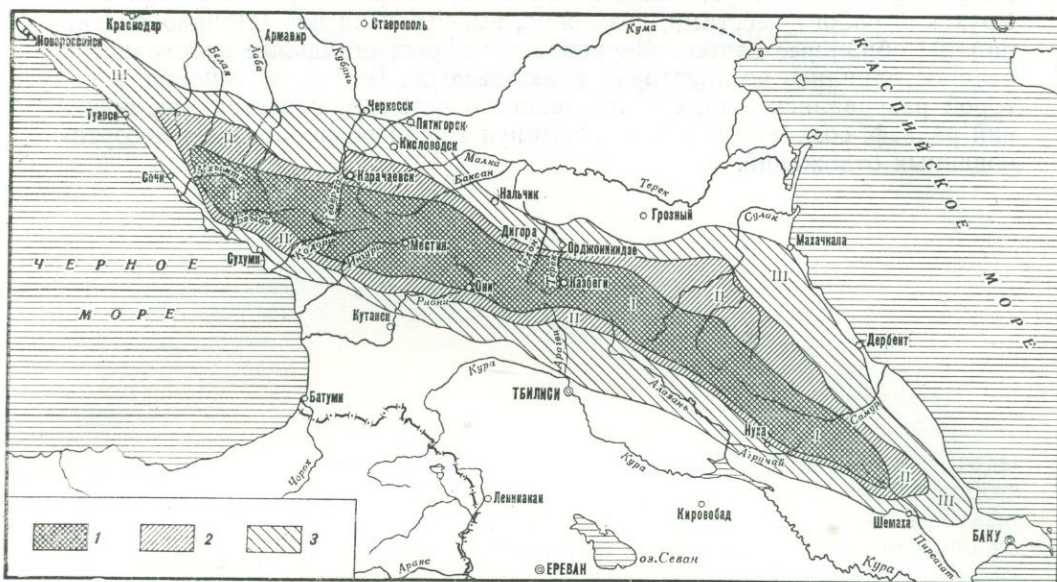


Рис. 46.

Картограмма распространения областей различной активности процессов ледникового времени (на примере позднеплейстоценовой ледниковой эпохи).

1 — область активного проявления процессов нивально-гляциального комплекса; 2 — область длительного проявления процессов перигляциального комплекса с зародышевыми формами оледенения; 3 — область проявления перигляциальных процессов в максимумы похолоданий

ножия гор, где сохраняются и более древние террасы. В пределах энергично развивающихся высокогорий, неоднократно подвергавшихся оледенению, они не могли сохраниться, как, впрочем, и в пределах примыкающих среднегорных районов. Это является одним из важных доказательств и вместе с тем одним из главных следствий большой геолого-геоморфологической деятельности древнего оледенения гор и сопровождающих его периферических процессов.

Говоря об этом, мы имеем в виду прежде всего Большой Кавказ, но и по другим горным странам появляются работы, предостерегающие от излишнего увлечения древними поверхностями выравнивания. Так, в своей недавней статье, посвященной Алтаю, В. А. Растворова (1973), указывает, что не во всех новейших структурах и, во всяком случае, не вдоль осей новейших интенсивных поднятий, а лишь в шарнирах могут сохраняться элементы древних поверхностей выравнивания. Нельзя не вспомнить также о том, что составителями карты новейшей тектоники юга СССР значительный денудационный срез принят для всех горных стран без исключения, в том числе и для Центрального Тянь-Шаня, считавшегося до последнего времени классической областью древних поверхностей выравнивания.

Таким образом, позднеплейстоценовое оледенение на Большом Кавказе представляло собой весьма внушительную картину (рис. 46): хребты были покрыты до высоты 2350—2400 м облегающими толщами фирна-льда; древовидные, местами сетчатые ледники заполняли верховья долин почти до той же высоты и спускались языками на северном

склоне Центрального Кавказа почти до предгорной равнины (Черк-Урухский район), местами, возможно, выходили на нее (Приказбекский район); обширные слабо задернованные перигляциальные пространства распространялись до предгорий включительно. Вот та обстановка, в которой развивались процессы ледникового времени, перестраивая прежний рельеф, создавая новый и формируя толщи разнообразных несортированных отложений.

## НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ДРЕВНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

Изучение новейших тектонических движений стало в последние годы одной из необходимых частей геоморфологических и геологических исследований. Их значительность и повсеместность доказаны многими методами, подкреплены количественными расчетами, а современные движения земной коры легко обнаруживаются повторными инструментальными измерениями.

Новейшие тектонические движения мы вправе считать мощнейшим фактором преобразования природы гор на всех этапах развития. Исследователи не перестают вновь и вновь убеждаться в их большой силе. Если сравнивать имеющиеся по Большому Кавказу цифровые характеристики амплитуд поднятий, то видно, что со временем эти величины возрастали и это происходило попутно со все большим признанием новейших тектонических движений как ведущего фактора формирования рельефа и природы гор в целом.

В последние годы Е. Е. Милановский (1968), один из сторонников существования древних поверхностей выравнивания, определяет амплитуду поднятия высокогорий Центрального Кавказа в 3,5—4,5 км примерно за 15 млн. лет (со среднего сармата). Однако В. А. Растворова (1963) указывает, что амплитуда поднятия была большей, так как денудационный срез только с верхнего плиоцена достигал 1—1,5 км. На карте новейшей тектоники юга СССР (1971) амплитуда поднятия высокогорья Кавказа, начиная с майкопа — до 7 км и более.

Изложенный в предыдущих главах взгляд на геолого-геоморфологическую деятельность древнего оледенения явится новым поводом для проверки наших представлений по этому вопросу. Учитывая роль нивально-гляциальной и перигляциальной плоскостной денудации на междуречьях, можно будет правильнее оценить амплитуду и скорость новейших тектонических движений, точнее, подметить изменения этих величин во времени и пространстве и ближе подойти к раскрытию всего многообразия в проявлениях тектоники.

Нельзя не высказать недоумение относительно того, что при современном стремлении разносторонне изучить проблему новейших тектонических движений (выяснив причинную связь их с внутренним строением геоида, с глубинными разломами и сейсмичностью, с особенностями строения гравитационного поля Земли и многим другим) почему-то мало внимания уделяется раскрытию роли этих движений в создании не только крупных, но в первую очередь мелких форм земной поверхности. Именно детальный геоморфологический анализ даст возможность

понять в полной мере все богатство и разнообразие, а вместе с тем и силу тектонических движений альпийского орогенеза.

Можно напомнить, что именно яркое отражение в современном рельефе тектонических движений альпийского времени послужило первопричиной для выделения новейшего этапа в жизни Земли. Не значит ли это, что изучение новейших движений земной коры нужно вести, прежде всего анализируя рельеф, в котором они так ясно запечатлелись. Это всецело относится и к рельефу, созданному процессами гляциально-нивального и перигляциального комплексов.

Связь горного оледенения с тектоническими движениями отражена на Большом Кавказе и в крупных и в мелких чертах морфологии, в условиях развития оледенения каждой тектонико-геоморфологической зоны и каждого района, с одной стороны, в заложении и дальнейшем формировании почти каждой формы рельефа, с другой стороны.

Сохранившиеся следы геолого-геоморфологической деятельности позднеплейстоценового оледенения, как и стадий его сокращения, дают материал для изучения новейших тектонических движений. Благодаря им удалось установить некоторые закономерности в проявлениях тектоники, которые могут иметь интерес не только для Большого Кавказа.

## 1. Молодые тектонические движения

Отразившаяся в современном рельефе геолого-геоморфологическая деятельность последнего оледенения по долинам и на междуречьях может служить источником данных о проявлениях тектонических движений последних 20 тыс. лет, начиная с максимума второй половины позднеплейстоценовой ледниковой эпохи. Мы будем в дальнейшем называть тектонические движения этого времени молодыми. Они предшествовали современным движениям.

Термин «молодые движения», предложенный ранее для тектонических движений голоцена, в этом смысле не привился, так как под современными движениями обычно понимают движения последних 6 тыс. лет, т. е. большей частью голоцена (начиная с послеледникового климатического оптимума). Однако движения, проявившиеся со времени максимума второй половины позднеплейстоценового оледенения, в том числе в позднеледниковое время и в начале голоцена, отразились очень сильно в рельефе гор, испытавших большое оледенение. Они заслуживают того, чтобы их выделить в особую рубрику. Свежесть форм, выработанных льдами в долинах и на междуречьях, благоприятствует детальному изучению молодых нарушений. Вскрываются некоторые общие закономерности в проявлениях тектонических движений, характерные, вероятно, для всего или большей части четвертичного периода.

Возможны два пути выявления тектонических движений по следам, оставленным последним оледенением: во-первых, через восстановление гляциопенепленов различных стадий (хотя бы их отдельных участков) и, во-вторых, по относительным высотам днищ трогов. Основным критерием для выделения разновозрастных участков на междуречьях и в долинах до сих пор продолжают оставаться геоморфологические признаки — различная степень свежести форм и отложений, приближенность к современным центрам оледенения, последовательное расположение границ молодых стадий и т. д.

Оба пути выявления тектонических движений нужно использовать параллельно, чтобы проверять и обобщать получаемые наблюдения.

Изучение следов позднеплейстоценового оледенения, от последнего максимума до голоцена включительно<sup>1</sup>, убедило нас в том, что молодые тектонические движения были активны и весьма изменчивы в пространстве. Наиболее интенсивно поднимались осевые части высокогорных хребтов, а в них — самые высокие массивы. Они являются современными центрами оледенения, сохраняющими на ледоразделах фирново-ледяные поля, а на вершинах — фирново-ледяные шапки мощностью около 50 м<sup>2</sup>. Но склоны, обращенные к долинам, очень круты, разбиты тектоническими трещинами, по которым ссыпается фирн и снег, местами скапливаясь и образуя небольшие узкие ледники. Верховья начинающих здесь долин характеризуются исключительной молодостью и огромной энергией рельефа, доказательством чего служит, во-первых, очень большая интенсивность склоновых процессов и, во-вторых, резкая ступенчатость и крутизна продольных и поперечных профилей трогов, ущелий и склонов.

Характерной чертой молодых движений в пределах высокогорных хребтов является их дифференцированность. С особой силой она проявилась именно при сокращении оледенения, в позднеледниковое время, потому что нарушения видны и на участках гляциопенеплена, выработанного в максимальные стадии позднеплейстоценового оледенения, и в склонах, выположенных воздействием льда позднеледниковых стадий. При этом линии нарушений часто прослеживаются по различным признакам на значительные расстояния.

Высокогорные хребты, как правило, разделены долинами с признаками тех же дифференцированных движений на склонах. Относительно соседних хребтов днища долин опущены. Следовательно, молодые движения имели взбросово-сбросовый характер. Они происходили настолько активно и настолько ярко отражены в морфологии гор, что не будет ошибкой сказать: современный рельеф здесь в значительной степени создан ими.

Для хребтов и долин осевой зоны Большого Кавказа характерна ступенчатость склонов, подчеркнутая лестницами каров. В днищах более мелких долин, прорезающих эти склоны, к тем же линиям нарушений приурочены ригели, ледопавы, водопады, каскады.

Врезание верховий, начинающихся с высокогорных хребтов (Главного, Бокового, частично передовых), происходит непрерывно и быстро. На всех этапах развития каждая долина как морфологическая форма в основном соответствовала силе действовавшего в ней потока (ледяного или водного). Современные трог верховий Безенги, Караугома, Цея, Твибера, Лекзыра и других ледников соответствуют мощности ледников голоценовых стадий. Нет оснований предполагать, что трог верховий выработаны более крупными ледниками позднего ледникового или мощными ледниками максимальных стадий позднеплейстоценового оледенения. От трогов того времени в пределах высокогорных хребтов ничего не сохранилось, если не считать небольших участков склонов над долинами, выположенных к поверхностям более мощных ледников. Древние трог приподняты и переработаны, в их дне выпаханы современные более узкие трог, соответствующие величине и мощности сократившихся ледников.

Следовательно, в рельефе нижнего яруса высокогорных хребтов запечатлено интенсивное восходящее развитие, продолжающееся до

<sup>1</sup> Во многих случаях не удается разграничить проявления молодых движений от современных.

<sup>2</sup> Мощность фирново-ледяных шапок на вершинах Донгузоруна и Накры, полученная в лаборатории аэрофотометодов географического факультета МГУ.

самого последнего времени. Это подтверждается и наблюдениями в верхнем ярусе рельефа. Наиболее быстро поднимающиеся массивы высокогорий несут вверху и наиболее молодые участки гляциопенеплена, уходящие под современные фирново-ледяные поля. Но даже самые молодые из них обнаруживают нередко нарушения с разрывами и дифференцированными подвижками. При этом образуются резко очерченные или вздернутые вершины, например, Ушба, Белалакая, Домбай-Ульген, Шхельда и многие другие.

Гляциопенеплен, выработанный на верху высокогорий в максимальные стадии позднеплейстоценового оледенения, нарушен молодыми тектоническими движениями.

Продолжая геоморфологический анализ ледниковых форм рельефа, мы убеждаемся в том, что интенсивность отмеченных явлений ослабевает при удалении от осей высокогорных хребтов к их окраинам. Активность процессов убывает и в верхнем и в нижнем ярусе рельефа.

По окраинам высокогорных хребтов гляциопенеплен максимальных стадий слабее нарушен молодыми дифференцированными движениями. В долинах могут появляться вложенные трюги, когда над дном самого молодого из них сохраняются остатки дна более древней или двух более древних ледниковых долин. Однако такие трюги не следует рассматривать как следы нескольких ледниковых эпох, чему противоречит активность экзогенных процессов и тектонических движений. В лучшем случае, это следы значительных стадий позднеледникового времени.

При выходе в депрессии, разделяющие высокогорные хребты (между Главным и Боковым, между Главным и передовым хребтами), трюги расширяются, появляются следы более отдаленных стадий позднеледникового времени.

По окраине высокогорной зоны в целом, где интенсивность тектонических движений продолжает снижаться и типичное высокогорье уступает место низкому высокогорью, а затем высокому среднегорью, следы позднеледниковых стадий представлены полнее и появляются следы максимальных стадий позднеплейстоценового оледенения. В пределах низкого среднегорья и по окраинам горной системы местами можно наблюдать высокие перегибы склонов, над которыми прослеживаются широкие долины среднеплейстоценового оледенения (см. рис. 32 и 33).

Выположенные пространства перигляциального пенеппена не обнаруживают резких нарушений. По-видимому, значительные дифференцированные подвижки молодого времени происходили здесь вдоль осей среднегорных хребтов — обрыва и вершин Скалистого хребта, многих хребтов Дагестана (в первую очередь, Андийского), некоторых передовых хребтов южного склона.

Таким образом, прерывисто-непрерывное затухание интенсивности молодых тектонических движений от внутренних районов горной системы к ее окраинам обнаруживается по следам, оставленным процессами ледникового времени, и в верхнем и в нижнем ярусе рельефа.

Чем интенсивнее движения, тем они сильнее дифференцированы. Это, по-видимому, справедливо для их проявления и в пространстве и во времени. Последнее вытекает из того, что молодые тектонические движения были сильнее дифференцированы, чем движения самой ледниковой эпохи, что мы связываем с разнонаправленным воздействием на них гляциоизостазии.

При нарастании оледенения и в его максимумы ледяная нагрузка несколько снижала темп поднятия и вместе с тем движения были менее дифференцированы. Это способствовало выработке гляциопенеппена в верхнем ярусе рельефа высокогорий. При начавшемся сокращении

оледенения освобождавшиеся от ледяной нагрузки горы поднимались быстрее, и дифференцированный характер движений проявлялся с большой резкостью, главным образом в осевой и слабее в соседних с ней зонах. Усиливавшаяся дифференцированность движений благоприятствовала глубокому дробному расчленению, характерному для современного рельефа Большого Кавказа. К окраине и у подножия гор молодые движения не просто затухали, но и утрачивали эту характерную черту.

Наиболее показательными признаками повышенной активности молодых тектонических движений внутри гор служат такие рельефообразующие процессы, как крупные отседания и обрушивания склонов, активно происходившие именно в позднеледниковое время по всем долинам высокогорий, а также на пересечении ими Скалистого хребта, многих передовых хребтов южного склона и хребтов Дагестана. К позднеледниковому времени относятся, кроме того, особенно энергичная оползневая деятельность вдоль крутых склонов куэст, обусловленная не только климатическими причинами (частыми переходами температур через  $0^{\circ}\text{C}$  и обилием талых вод) и не только геологическим строением (наличием глинистых сланцев под бронирующими пластами), но и тектоникой (раздробленностью пород).

Вывод о большой активности молодых тектонических движений можно подтвердить количественными показателями.

Мы допускаем, что главные долины северного и южного склонов с сильными водными потоками Кубани, Баксана, Уруха, Ардона, Терека, Аргуна, Ингури, Риони, Арагви и других рек имеют в настоящее время продольные профили, близкие тем, которые они успевали вырабатывать в крупные межстадиалы и межледниковую эпоху позднего плейстоцена, и что продольные профили выпахиваемых ледниками трогов в осредненных значениях сравнимы с профилями речных долин. И те и другие отражают тектонические движения, их скорость и изменчивость в пространстве. Поэтому относительные высоты днищ трогов максимальных стадий второй половины позднеплейстоценового оледенения над современным дном долины можно принять в грубом приближении за амплитуду поднятия окружающих гор, происшедшего за 16—18 тыс. лет после последнего максимума оледенения.

Полученные количественные значения для молодых тектонических движений (вместе с современными движениями) сведены в табл. 4.

Повышенная интенсивность тектонических движений при сокращении позднеплейстоценового оледенения, вызванная снятием ледяной нагрузки, оправдывает выделение этого этапа в качестве особого, сильно отраженного в современном рельефе гор. По-видимому, этот вывод, справедливый и для других горных стран, небезынтересен для уяснения особенностей проявления тектонических движений всего времени, когда в природный комплекс включился новый компонент и новая преобразующая сила — оледенение. Возможно в этом кроется одно из объяснений ритмичности тектонических движений ледникового времени (замедление движений при разрастании оледенения и в его максимум, ускорение движений при сокращении оледенения).

Некоторое снижение активности тектонического режима и переход к современным движениям логичнее всего связывать с послеледниковым климатическим оптимумом, когда воздействие гляциоизостазии в рамках четвертичного периода стало минимальным. Современные движения ближе отражают собственно тектонический фактор продолжающегося орогенеза. По сравнению с молодыми движениями они стали менее интенсивными и менее дифференцированными. С этим согласуются многие геоморфологические наблюдения, как-то: прекращение крупных от-

Амплитуда и скорость молодых движений

Характер горного рельефа (абс. высоты, м)	Местонахождение остатков трога	Суммарная амплитуда поднятия (относит. высота днищ трогов, м)	Средняя скорость движений (см/год)
Хребты типичного высокогорья (3600—5000)	долины Ардона и Терека на пересечении Бокового хребта	250—350	1,4—2,0
Хребты низкого высокогорья (2800—3600)	долина Терека при выходе из Дарьяльского ущелья; долины Ингури и Риони при выходе из высокогорных депрессий	150—200	0,8—1,2
Хребты высокого среднегорья (1800—2800)	долины Малки, Баксана, Чегема, Уруха, Аргуна на пересечении Скалистого хр.; долины Койсу на пересечении хребтов Известкового Дагестана	80—120	0,4—0,7
Хребты низкого среднегорья (1200—1800)	долины Уруха и Черекоев при выходе из Скалистого хребта в нижнемеловую депрессию	40—60	0,2—0,3
Предгорья и подножия гор (500—1200)	по высоте флювиогляциальных террас при выходе на предгорную равнину Северного Кавказа	около 30	до 0,15

седаний в склонах долин и сильных оползневых явлений в обрывах кузст. Столь же убедительным подтверждением меньшей активности современных движений по сравнению с молодыми является, по-видимому, затухание вулканической деятельности в Приэльбрусском, Приказбекском и Лиахви-Арагвинском районах, отмечавшееся Е. Е. Милановским и др., а также меньшая сейсмичность.

## 2. Интенсивность расчленения гор в ледниковые и межледниковые эпохи

Несмотря на то что выполаживание верхнего яруса высокогорий в максимум развития позднеплейстоценового оледенения происходило при сниженной активности тектонических движений, приглушенных ледяной нагрузкой, все же эндогенный фактор проявлялся в рельефообразовании с достаточной силой. Хотя под облекающими толщами фирна-льда формировались пологие склоны и вершины преимущественно спокойных очертаний, в целом выположенные пространства верхнего яруса представляли собой сочетание хребтов и массивов со значительными колебаниями абсолютных и относительных высот, тем большими, чем интенсивнее были тектонические движения и дифференцированные подвижки.

На отдельных участках повторявшиеся дифференцированные движения были столь интенсивны, что вызывали нарушения и в облекавшей вершины пластичной фирново-ледяной толще. Тогда среди гляциопленна образовывались обрывистые скальные выходы коренных пород, подобные стенам Ушбы, доказывающие своим возникновением реальность понятия «тектоническое расчленение» (Корешков, 1960).

Следовательно, интенсивность тектонических движений отражается и в морфологии пространств, выполаживаемых толщами фирна-льда, сообщая им большую или меньшую расчлененность. Сильнее это долж-

но было проявиться в позднеледниковое время, когда поднятия и дифференцированные подвижки стали активнее.

Интенсивность новейших тектонических движений передается процессам нивально-гляциального комплекса, если так можно выразиться, в приглушенном виде, и эффект воздействия оказывается значительно слабее, чем на процессы водно-эрозионного комплекса. Причина тому — высокое положение уровня нивально-гляциальной денудации, который на широте Большого Кавказа располагался в ледниковую эпоху на 2000—3000 м выше уровня водной денудации.

Если горы Большого Кавказа имеют абсолютную высоту до 4000—5000 м, то в максимумы позднеплейстоценового оледенения они поднимались над региональной снеговой границей (высота около 2400 м) на 1500—2500 м, а уровень водной денудации превышали на 3500—4500 м, грубо говоря, вдвое больше, чем снеговую границу. Следовательно, энергия расчленения высокогорий при снятии оледенения должна возрасти вдвое.

Когда происходит сильное похолодание, начинается ледниковая эпоха и получает распространение большое горное оледенение с облегающими толщами фирна-льда на междуречьях и мощными долинными ледниками, то расчленение высокогорий резко снижает интенсивность. С этих позиций можно подойти и к выяснению условий, благоприятствующих выработке выположенных пространств в верхнем ярусе рельефа. Сильные дифференцированные движения этому не способствуют.

В конце ледниковой эпохи расчленение быстро усиливается, так как уровень нивально-гляциальной денудации теряет значение для большей части высокогорий, что и отражено в современном рельефе Кавказа. На рис. 39 показано одновременное проявление двух уровней денудации в теплых условиях голоцена, когда ведущую роль играет уровень водной денудации.

Таким образом, при проведении геоморфологического анализа с целью изучения новейших тектонических движений вообще и молодых тектонических движений в частности следует выявлять степень влияния на рельеф обоих уровней денудации. Неправильное толкование следов различной интенсивности расчленения может привести к одревнению некоторых черт морфологии (древние поверхности выравнивания) и вызвать ошибочное суждение о новейших тектонических движениях.

Под этим углом зрения — отражения в морфологии гор двух главных уровней денудации — мы рассмотрим типы рельефа, пользующиеся преимущественным распространением в пределах Большого Кавказа.

Типичным или высоким среднегорьем следует называть рельеф, который долгое время формировался на высотах, близких к снеговой границе, претерпевал перигляциальное выполаживание и умеренно-интенсивное расчленение процессами водно-эрозионного комплекса. На Большом Кавказе это горы с высотой от 1600—1800 до 2600—2800 м.

Низкое высокогорье (в пределах Большого Кавказа от 2600—2800 до 3500—3600 м) превышало региональную снеговую границу только в максимум позднеплейстоценового оледенения не более чем на 1000—1200 м, а уровень водной денудации на 2500—3500 м. Ему свойственны малая интенсивность нивально-гляциального, но большая интенсивность водно-эрозионного расчленения (рис. 47). Вершины гор здесь выположены фирново-ледяными толщами максимальных стадий, а затем перигляциальными процессами позднеледникового времени и слабо осложнены дифференцированными подвижками.

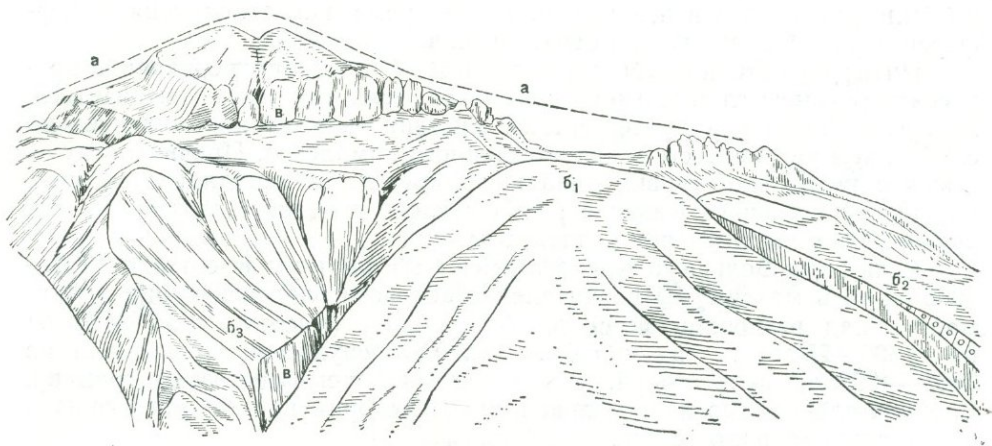


Рис. 47.  
Схематический рисунок вершин низкого высокогорья (см. пояснения к рис. 48)

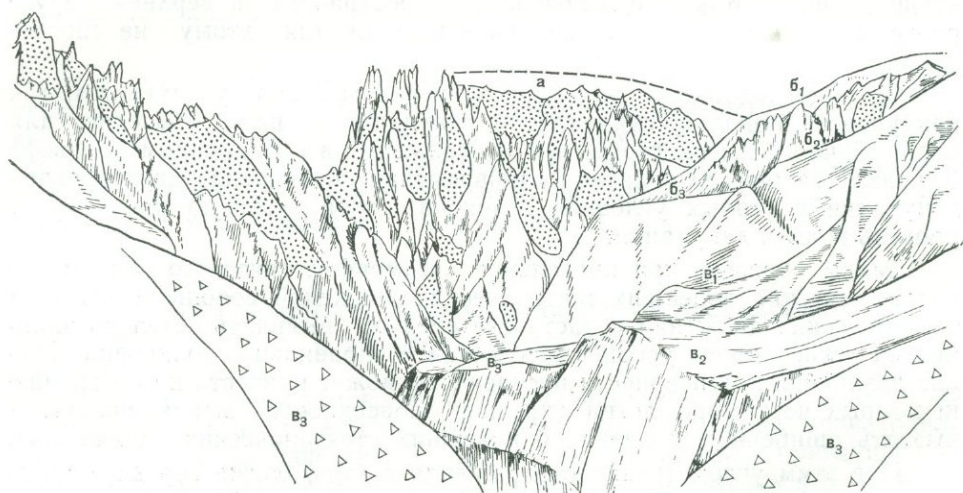


Рис. 48.  
Схематический рисунок вершин типичного высокогорья:  
а — контуры рельефа максимальных стадий позднеплейстоценового оледенения;  
б<sub>1</sub>, б<sub>2</sub>, б<sub>3</sub> — контуры и формы рельефа позднеледниковых стадий; в<sub>1</sub>, в<sub>2</sub>, в<sub>3</sub> — формы рельефа голоценовых стадий

Типичное высокогорье от 3600—3700 до 4500—5000 м превышало региональную снеговую границу в максимумы позднеплейстоценового оледенения на 1500—2500 м и оставалось преимущественно областью нивально-гляциального выполаживания в позднеледниковое время, когда, однако, превышение региональной снеговой границы было не более 500—1100 м. Гляциопленепл характеризовался значительными колебаниями высот; местами выположенные пространства прерывались резкими нарушениями.

Огромная энергия современного расчленения типичного высокогорья определяется тем, что хребты там приподняты над уровнем водной денудации на 3500—4500 м, а сохраняющиеся небольшие центры оледенения служат обильным источником питания многочисленных водотоков (рис. 48). Интенсивность современных рельефообразующих процессов столь велика, что перестройка рельефа идет очень быстро и контуры гляциопенеplена максимальных стадий едва заметны. Хорошо сохранившиеся выположенные участки верхнего яруса относятся к позднеледниковым, местами даже к голоценовым стадиям.

Рассмотренные три градации различной интенсивности расчленения горного рельефа в холодные и теплые эпохи не передают всего разнообразия условий рельефообразования и морфологических особенностей Большого Кавказа.

Таблица 5

**Превышение снеговой границы различными типами рельефа**

Типы рельефа (высоты, м)	Абсолютная высота вершин, м	Превышение региональной снеговой границы		
		в максимальные стадии	в позднеледниковые стадии	в позднеголоценовые стадии
Типичное высокогорье (от 3600—3700 до 4500—5200)	от 3900—4000 до 4500—5200 и от 3600—3700 до 3900—4000	1800—2600	900—1700	300—900
Низкое высокогорье (от 2600—2800 до 3600—3700)	от 3100—3200 до 3500—3600 и от 2600—2800 до 3100—3200	1200—1700 700—1200	400—800 100—200	— —
Высокое среднегорье (от 1600—1800 до 2600—2800)	от 2300—2400 до 2600—2800 и от 1600—1800 до 2300—2400	200—700 100—200 —	— — —	— — —

В типичном высокогорье (табл. 5) следует различать два подтипа по положению вершин относительно региональной снеговой границы в позднеледниковое и послеледниковое время. Горы, имеющие высоту до 4500—5200 м, превышали региональную снеговую границу в позднеледниковое время более чем на 900—1000 м и значительно — в голоцене. В пределах таких участков влияние нивально-гляциального уровня денудации сохраняется до сих пор. При абсолютной же высоте гор до 3900—4000 м вершины поднимались над региональной снеговой границей в позднеледниковое время всего на несколько сот метров, а в голоцене едва касались ее, поэтому фирново-ледяных шапок уже не несли и нивально-гляциального выполаживания не испытывали.

Следует отметить и такой довольно редкий случай, когда какой-либо участок высокогорий, приподнятый выше других, не испытывал в своих пределах дифференцированных подвижек, но благодаря большей высоте подвергался длительной непрерывной нивально-гляциальной пенеplенизации. Усилившееся при сокращении оледенения поднятие гор благоприятствовало сохранению здесь до настоящего времени облегающих фирново-ледяных толщ. Примером может служить вершинная часть Главного хребта над верховьями Черекв Безенгийского и Балкарского, где над высокими обрывистыми склонами находится участок фирново-ледяного пенеplена.

В низком высокогорье также можно выделить два подтипа по величине превышения ими региональной снеговой границы в максималь-

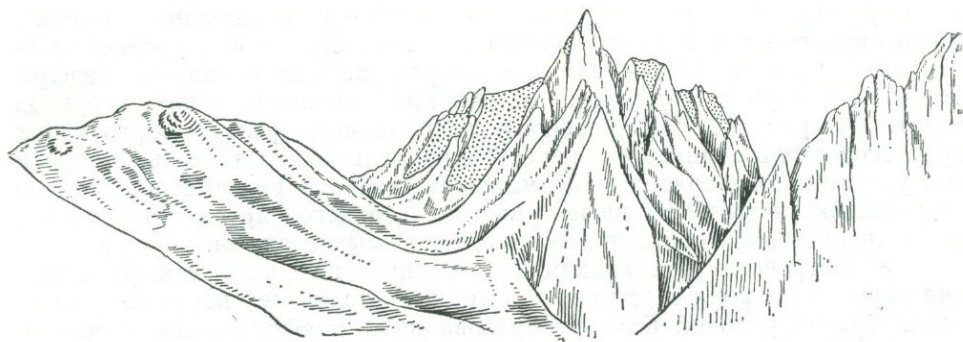


Рис. 49.

Схематический рисунок продольного грабен-трога между Главным (типичное высокогорье справа) и Боковым хребтами (низкое высокогорье слева)

ные стадии позднеплейстоценового оледенения. При абсолютной высоте от 3100—3200 до 3500—3600 м горы превышали этот уровень на 700—1200 м, а при абсолютной высоте от 2600—2800 до 3100—3200 м — всего на несколько сот метров и не достигали его в позднеледниковое время. Благодаря меньшей интенсивности дифференцированных движений они имеют спокойные очертания вершин существенно иной морфологии, чем типичное высокогорье (рис. 49).

Высокое среднегорье обнаруживает также некоторые различия, проистекающие от положения вершин относительно снеговой границы. Среднегорье с высотами от 2300—2400 до 2600—2800 м, которое находилось близко к региональной снеговой границе и касалось ее наиболее высокими вершинами, несло на них в максимумы похолоданий поля фирна. Это тот случай, когда процессы ледникового времени задерживали перестройку рельефа вершин, замедляли на какое-то время преобразование, но вряд ли консервировали их. Среднегорье с высотами от 1600—1800 до 2300—2400 м длительное время развивалось на междуречьях под воздействием плоскостных перигляциальных процессов.

Различные типы рельефа сменяют друг друга довольно закономерно от осей наибольших поднятий к периферии горной системы. Границы между ними проходят обычно по разломам и выражены четко благодаря взбросово-сбросовым движениям. В распределении подтипов рельефа отмечается часто мозаичность.

Из сказанного следует, что выположенный рельеф верхнего яруса высокогорий Большого Кавказа лишь условно может быть назван гляциопенепленом. Этот термин означает скорее тот предел, к которому стремится плоскостное воздействие облегающих толщ фирна-льда и который не достигается из-за непрекращающихся тектонических движений, вызывающих на междуречьях все новые и новые нарушения. Лишь на ограниченных участках и при особо благоприятных климатических и тектонических условиях может возникать что-то подобное (Главный хребет над верховьями Черекв).

В общем, можно считать, что колебания высот и степень расчлененности междуречий под толщами фирна-льда определяются густотой тектонических трещин, интенсивностью дифференцированных движений, характером геологического строения (податливостью пород процессам нивально-гляциальной денудации) и мощностью фирново-ледяных толщ, осуществляющих выполаживание.

Наибольшая густота и глубина расчленения высокогорий Центрального Кавказа и его гляциопенепленизированных междуречий обусловлены, во-первых, интенсивностью восходящих движений, во-вторых, господством массивных кристаллических пород, разбитых густой сетью тектонических трещин, и, в-третьих, сильными дифференцированными подвижками.

### 3. Разрывная тектоника и рельефообразующие процессы нивально-гляциального комплекса

О разрывной тектонике писалось много. К выводам о ее широком распространении и большой рельефообразующей роли исследователи возвращаются вновь и вновь, убеждаясь в неизбежности возникновения разрывов в деформирующихся породах. Во многих региональных работах как у нас (по Алтаю, Прибайкалью, Забайкалью и другим районам), так и за рубежом, разрывной тектонике уделялось заслуженное внимание, иногда возможно несколько преувеличенное.

В последние годы этому мощному фактору рельефообразования отводится одно из главных мест в морфогенезе горных стран. Широко распространившийся термин «блоково-глыбовые структуры» применяется теперь не только к эпиплатформенным, но и к молодым эпигеосинклинальным орогенам, в том числе к Большому Кавказу (Милановский, 1968). По мере того как исследования становятся детальнее, на геологических картах появляется все большее количество разломов.

Результаты наших геоморфологических исследований дают новые подтверждения активного участия разрывной тектоники в формировании рельефа этой молодой горной системы (Щербакова, 1965).

Как ни доказательны геологические данные при обнаружении разрывных нарушений со смещениями, они не умаляют значения геоморфологического анализа, благодаря которому расширяются возможности изучения разрывной тектоники. По геоморфологическим признакам обнаруживаются такие нарушения, которые не оставляют следов в залегании слоев. Такие разрывы в горных районах с преимущественным распространением древних пород, прорванных интрузиями, распространены очень широко. В рельефе они отражены достаточно ясно и было бы неправильным считать геоморфологические признаки разрывных нарушений и дифференцированных движений менее убедительными, чем геологические. Ценность тех и других безусловно возрастает при их параллельном использовании.

Подчеркнуто резко разрывная тектоника отражена в рельефе нивального и субнивального поясов, во-первых, вследствие большой интенсивности здесь самих движений и, во-вторых, из-за отсутствия скрепляющего склоны почвенно-растительного покрова. И поскольку в позднеледниковое время подобного рода природные условия распространялись на обширные пространства всего высокогорья, то повышенная активность молодых тектонических движений и молодых разрывных нарушений отразилась в морфологии гор очень сильно. Изучение форм рельефа, созданных при сокращении оледенения и продолжающих развиваться при современном оледенении, помогает понять многое в проявлениях разрывной тектоники.

На многочисленных примерах мы имели возможность убедиться в том, что большая активность процессов разрушения гор самым тесным образом связана с обилием в породах открытых тектонических трещин (рис. 50). Заложение и формирование лавинных желобов всегда приуро-

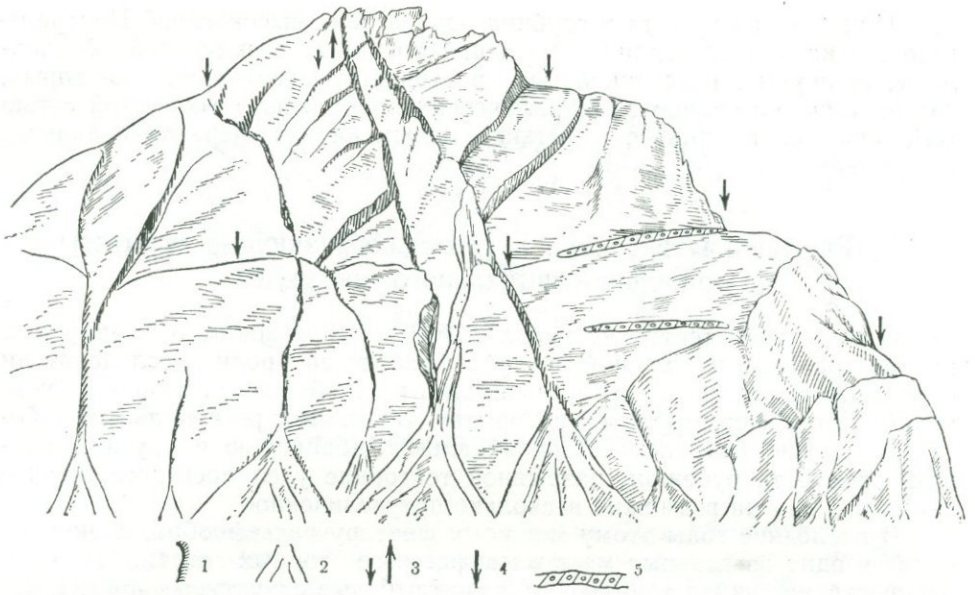


Рис. 50.

Склон, разбитый тектоническими трещинами, по которым происходят отседания блоков и по которым сходят лавины:  
 1 — «живые» тектонические трещины; 2 — лавинные конусы; 3 — знак взбросово-сбросовых подвижек; 4 — знак отседания блоков; 5 — свежие нарушения в рыхлых породах, свидетельствующие о продолжающихся отседаниях

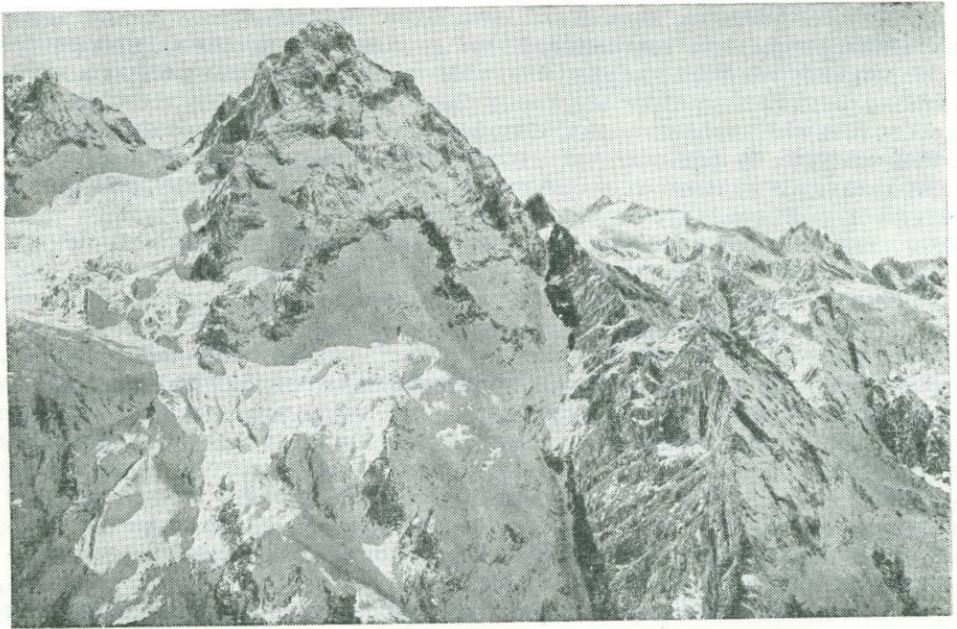


Рис. 51.

Фототеодолитный снимок открытых «живых» трещин в склоне горы Белалакая со взбросово-сбросовыми движениями по ним (выполнен Ф. В. Никулиным)

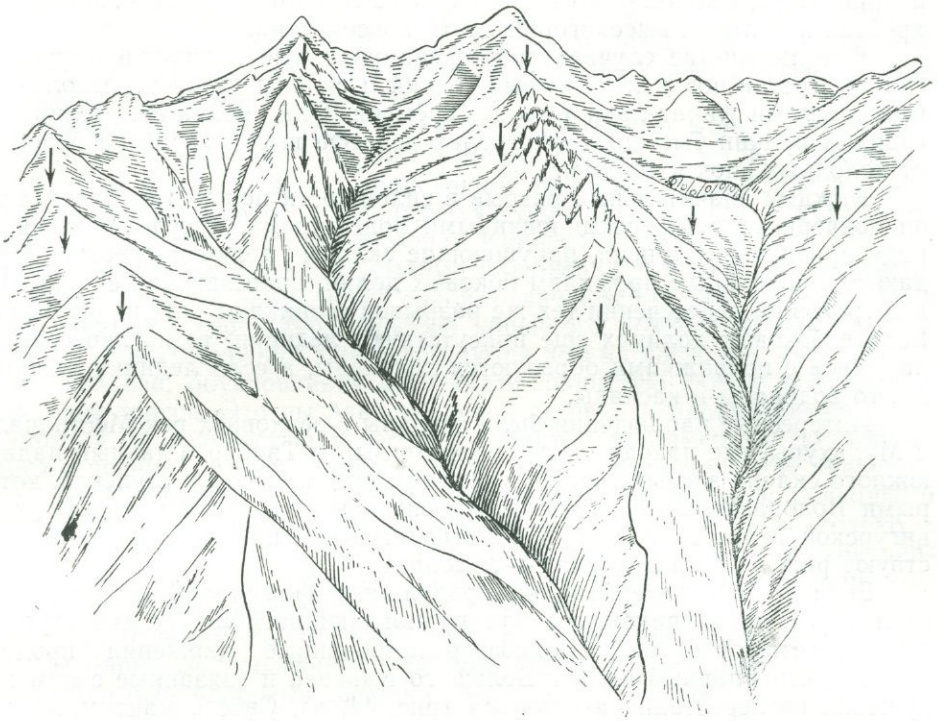


Рис. 52.

Висячие кары над полосой молодых и современных дифференцированных движений на северном склоне хр. Кобулам в верховье р. Аргун (воздымание вершинной и опускание придолинной полосы)

чено к разрывным нарушениям (рис. 51). Кары и снегосборные воронки возникают, как правило, в местах пересечения полос трещиноватости различных направлений (рис. 52).

Быстрому разрастанию полых форм способствует раздробленность пород, благодаря которой они выходят на поверхность, уже пройдя начальную стадию грубого разрыхления. Отделенные тектоническими трещинами глыбы смещаются вниз под действием силы тяжести или обрушиваются вместе с лавинами. Воздействие нивальных и мерзлотных процессов на раздробленные породы протекает очень активно.

Заложение мелких долин, независимо от того, под действием какого фактора они формируются — ледника или водного потока, происходит по открытым трещинам или вдоль полос сгущения таких трещин. Это видно на склонах, недавно освободившихся от фирново-ледяных полей. Вначале лавины сходят и ручьи стекают вдоль тектонических трещин, не измененных воздействием экзогенных процессов. В дальнейшем явные признаки тектонических форм утрачиваются, образуются обычные трюги и ущелья.

Чем сильнее дробление пород, тем быстрее идет углубление и расширение долины, усиливается ее влияние на окружающие пространства. Интенсивность разрывной тектоники определяет быстроту углубления долины, от чего зависит в дальнейшем, будет она первого, второго или более мелкого порядка.

Связанные с разрывной тектоникой дифференцированные движения происходят и по отдельным открытым трещинам и вдоль полос их сгу-

щения. Обусловленная этим ступенчатость склонов прослеживается в хребтах и долинах высокогорий почти повсеместно.

В большинстве случаев дифференцированные подвижки нарушают склоны трогов позднеледниковых стадий и склоны хребтов, выложенные толщами фирна-льда того же времени. Они являются одной из главных причин быстрой перестройки рельефа высокогорий на переходе от холодных эпох к теплым.

Каждый значительный разрыв в сплошности пород тем более, если он подчеркнут дифференцированными подвижками, прослеживается по ряду признаков. Ступени, нарушающие склоны долин и хребтов, передаются продольным профилям боковых долин, прорезающих склоны. На дне трогов на пересечении тех же разрывов возникают ригели (ступени). Если в боковых долинах еще присутствуют ледники, то на пересечении разрывов с подвижками образуются ледопады, а если ледники отступили, то водопады и каскады.

Интересные наблюдения были сделаны в верховьях рек Местиацалы и Мульхуры, где находятся ледники Лекзыр и Твибер. Главный надвиг южного склона здесь выражен в рельефе рядом высоких ступеней, которыми Водораздельный хребет круто спускается к среднегорью Верхнеингурской депрессии. Каждой из этих ступеней на дне трогов соответствуют ригели, а на ледниках — ледопады.

Если современные ледники продолжают формировать, выпаживая, свои трого, то возникающие или подновляющиеся на их дне ступени свидетельствуют о том, что дифференцированные движения продолжают, что Главный надвиг Большого Кавказа и связанные с ним нарушения не перестали развиваться (рис. 44, а). Своего максимума молодые дифференцированные движения по Главному надвигу достигают на участке горы Ушбы, вздернутой над самым краем депрессии и не несущей наверху и на склонах никаких признаков нивально-гляциального выполаживания, уничтоженных тектоническим дроблением. Выносимый источником песок тектонического дробления служит доказательством происходящих на глубине подножий дифференцированных движений, столь красочно отраженную в рельефе этой труднодоступной скалистой вершины.

Итак, основной причиной возникновения ступеней на дне трогов служат разрывы и дифференцированные движения. Лестницы каров, приуроченные к взбросово-сбросовым ступеням в склонах высокогорных хребтов, лишь отчасти могут фиксировать закономерность отступления снеговой границы.

Хребты и долины высокогорий разделены разрывными нарушениями (рядом параллельных разрывов) с происходящими по ним сбросовыми движениями. Поэтому хребты могут рассматриваться как мозаично построенные горсты, а ледниковые долины между ними — как узкие грабены. Но разрывные нарушения и дифференцированные движения всегда развиваются параллельно с действием экзогенных факторов рельефообразования. Тектоническое дробление и перетиранье пород облегчает выпаживающее воздействие ледников. Долины, образуемые одновременным воздействием разрывной тектоники и экзарации, могут называться грабен-тропогами.

Приуроченность долин к отрицательным структурам легко обнаруживается в продольной депрессии, разделяющей Главный и Боковой хребты. Это узкая синклиналиная структура, осложненная разрывными нарушениями, с остатками метаморфизованных и сильно дислоцированных сланцев лейаса, зажатыми между блоками древних кристаллических пород. Она уже давно развивается как грабен и сохраняет это

качество до последнего времени, что отражено в рельефе ступенчатостью склонов. Но вместе с тем каждый из ее отрезков представляет собой долину, сформированную активным воздействием экзогенных процессов, в первую очередь экзарацией.

Движения дна депрессии были отрицательными только относительно соседних интенсивно поднимающихся хребтов-горстов. Поэтому и по склонам и по дну долин происходило выпахивание и вынос рыхлого материала; лишь на ограниченных участках преобладала аккумуляция (верховье долины Гоначхир с озером Карагель).

Участки, на которых разрывные нарушения и вместе с ними экзарация действуют с наибольшей силой, отличаются от соседних (выше- и нижележащих) переуглубленностью коренного ложа и большей шириной. По данным бурения, они встречаются весьма часто в долинах Большого Кавказа, обуславливая ступенчато-волнистую форму продольных профилей трогов. Это вызвано в равной степени и проявлениями эндогенного и деятельности экзогенного факторов. Изменение геологического строения пересекаемой местности имеет второстепенное значение.

Приуроченность к разрывным нарушениям с дифференцированными подвижками верна также для поперечных долин, причем не только в высокогорной зоне, но и за ее пределами, на пересечении юрской депрессии и Скалистого хребта северного склона, приразломных депрессий (соседних с Главным надвигом) и передовых хребтов южного склона. Признаки те же. Большого внимания среди них заслуживают чешуйчатые<sup>3</sup> и блоковые проседания участков склонов к тальвегам долин.

Взбросово-сбросовые движения отражены сильно и в форме вершин Главного хребта. Склоны их нередко представляют собой плоскости разрывных нарушений с сохранившимися следами зеркал скольжения (Белалакая), часто также рассечены открытыми трещинами, по которым сходят лавины и происходит обрушивание глыб (Донгузорун, Накра, Шхельда и др.).

Нами было описано проседание чешуй и блоков для долин Центрального Кавказа в осевой зоне (Щербакова, 1967), также на пересечении Скалистого хребта (Растворова и Щербакова, 1960). Было отмечено, что эти проседания уходят корнями глубже дна современных долин и урезов рек — факт, доказывающий тектоническую природу явления, в возникновении и развитии которого первопричиной служат открытые разрывы.

В то же время наблюдается очевидная связь в развитии открытых тектонических трещин и сил гравитации. Чем интенсивнее проявляет себя разрывная тектоника, тем быстрее и глубже идет врезание долин, тем большие напряжения сил тяжести создаются в породах и на склонах, способствуя росту открытых трещин. Это дает право отнести проседания различных участков склонов к тектонико-гравитационным процессам.

Проследивая в поле признаки участия разрывов в формировании долин, мы приходим к убеждению в том, что вся долинная сеть Большого Кавказа заложена и разработана при активном участии разрывной тектоники, вновь усилившейся в позднеледниковое время.

О том же свидетельствует картографический материал при его внимательном изучении. На рис. 53 приведены составленные по картам поперечные профили долин с признаками взбросово-сбросовых движений. По ним видно, что разрывная тектоника не утрачивает силу действия при изменении геологического строения. Она проявляет себя при

<sup>3</sup> Чешуйчатыми названы узкие удлиненные участки.

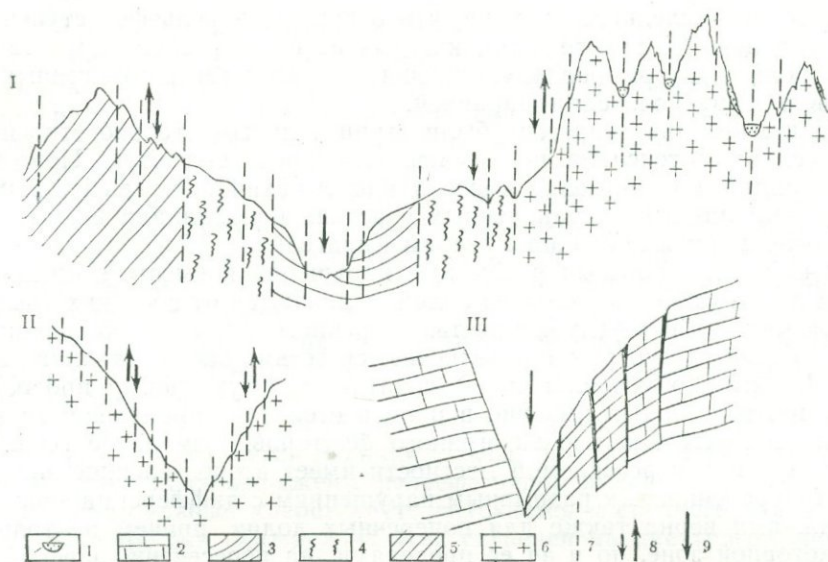


Рис. 53.

Отражение разрывной тектоники в морфологии долин.

I — при формировании высокогорных депрессий; II — при формировании долин в кристаллических и метаморфических породах, сопровождаемом резкими взбросо-сбросовыми подвижками; III — при формировании долин в осадочных породах, сопровождаемом проседанием и запрокидыванием пластов.

1 — ледники и фирново-ледяные поля; 2 — известняки верхнего мела; 3 — флиш нижнего мела — верхней юры; 4 — сланцы нижней юры; 5 — кварциты, метаморфические сланцы, мраморизованные известняки карбона; 6 — кристаллические породы нижнего палеозоя, прорванные интрузиями; 7 — «живые» трещины; 8 — знак взбросо-сбросовых движений; 9 — знак проседания

формировании мелких и крупных долин, а также межгорных впадин, в районах распространения гранитов, сланцев, известняков и т. д.

Неменьший интерес представляет совмещенный продольный профиль дна долины Черка Безенгийского и соседнего междуречья. По отношению к Водораздельному хребту, отделяющему бассейн Черка от бассейна Чегема, вся придолинная полоса является просевшей. А в этой опущенной полосе вдоль разрывов с дифференцированными подвижками, с проседаниями чешуй и блоков, дроблением и перетиранием пород сформирована сама долина, почти до Скалистого хребта сохраняющая признаки молодого трога (позднеледниковых, выше голоценовых стадий).

Таким образом, картографический материал подтверждает сделанные в поле многочисленные наблюдения, позволяя их распространить на всю территорию горной системы. На картах часто отмечается параллельность боковых долин, их прямолинейность и резкие повороты на пересечении разломов, продолжение несколькими долинами или их отрезками одного и того же направления. Например, продолжение одного и того же направления спрямленными долинами Аманауз<sup>4</sup> — Теберда — Кубань<sup>5</sup> свидетельствует о том, что они проходят вдоль одного разло-

<sup>4</sup> Аманауз — главный исток р. Теберды.

<sup>5</sup> Имеется в виду долина р. Кубани между Карачаевском и Черкесском.

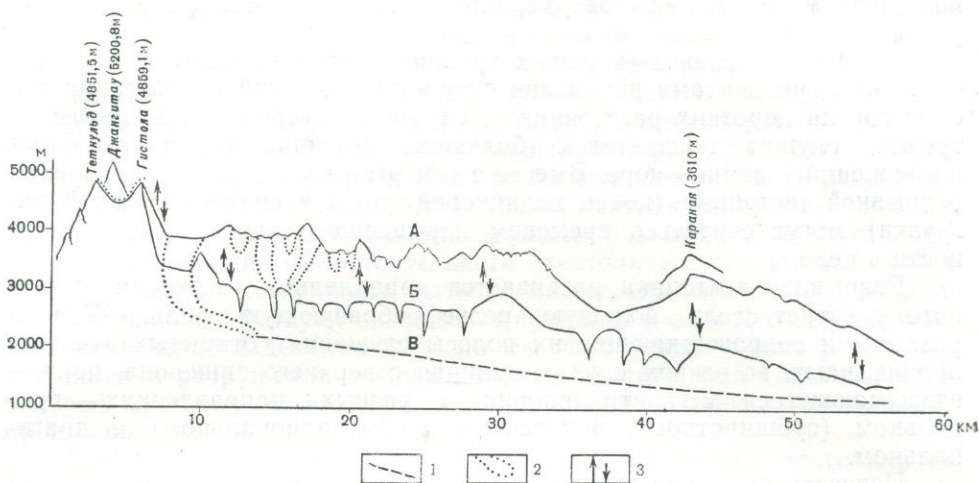


Рис. 54.

Совмещенные профили левого склона грабен-трога Черка Безенгийского. А — профиль вдоль водораздела с долиной р. Чегем; Б — профиль вдоль сниженной придонной полосы; В — продольный профиль дна долины. 1 — урез реки, 2 — границы значительных ледников; 3 — знак взбросово-сбросовых движений

ма, который пересекает поперек северный склон мегаантиклинория и вызывает в поверхностных слоях формирование полосы открытых трещин растяжения (Щербакова, 1967).

На картах отражена также ступенчатость северного и южного склонов Большого Кавказа, наблюдающаяся в различных вариантах во всех районах. К ним приурочены обычно границы тектонико-геоморфологических зон или некоторые из них. В. А. Растворова (1961) обращает внимание на роль разрывной тектоники и обусловленную ею ступенчатость южного склона Большого Кавказа в Краснополянском районе. О том, что эти ступени образуются вдоль продольных разломов с дифференцированными движениями, свидетельствуют как геологические данные (смена пород), так и дополнительные геоморфологические признаки (боковые долины, выходящие к главной навстречу друг другу).

Типичные разломы растяжения и сопровождающие их полосы ступенчатости открытых трещин отмечены в рельефе гор поперечными долинами. О формировании ряда крупных долин (Накры, Ненскры и др.) по разрывам растяжения говорит и Л. В. Когошвили (1970) на основании геофизических и гидрогеологических данных, вполне согласующихся с нашими выводами, основанными на геоморфологических наблюдениях.

В связи с очевидной ролью поперечных разрывов растяжения в формировании долин, сопровождающемся проседаниями не только мелких чешуй и блоков, но и целых придолинных полос (долина Черка Безенгийского—рис. 54), может быть поставлен и более серьезный вопрос: не является ли это одной из причин, а возможно и главной причиной продольной волнистости северного крыла мегаантиклинория. Она просматривается, например, в куэстовой зоне северного склона Центрального Кавказа благодаря значительно приподнятым водораздельным участкам Скалистого хребта, где располагаются его главные вершины, и

постепенному снижению поверхности куэсты при приближении к поперечным долинам.

Разломы и полосы открытых трещин выражены резче в местах с большими градиентами изменения скоростей поднятий (нарастания высоты гор на коротких расстояниях). Сгущение открытых тектонических трещин служит показателем больших региональных и локальных напряжений в земной коре. Вместе с тем этапы усиленного проявления разрывной тектоники (конец ледниковой эпохи и снятие ледяной нагрузки) могут считаться временем повышенной тектонической активности в целом.

Разрывная тектоника развивается параллельно с ростом гор и потому играет столь большую рельефообразующую роль. «Живые» разломы и сопровождающие их полосы сгущения открытых трещин пронизывают, во всяком случае, начиная с верхнего апшерона, породы воздымающегося мегаантиклинория в разных направлениях — продольном (субширотном), поперечном (субмеридиональном) и диагональном.

Пересечение разнонаправленных разломов и полос трещиноватости определяет, с одной стороны, местоположение наиболее сильно опущенных участков или котловин, а с другой стороны, ломаный план строения хребтов и долин, наличие у хребтов отрогов, а в депрессиях — перемычек и, по-видимому, еще многое другое, что остается до сих пор нераскрытым. Нужно думать, что с разрывной тектоникой связана не только активность линейного выпахивания долинными ледниками, но и плоскостное выполаживание нивально-гляциальными процессами верхнего яруса хребтов.

Чем крупнее разлом, тем больше морфологический эффект его действий. Можно наметить следующий порядок соподчинений форм рельефа и участвующих в их образовании разрывов: мелкие тектонико-гравитационные трещины во многом обуславливают морфоскульптуру склонов. Крупные тектонико-гравитационные трещины активно участвуют в формировании отдельных долин и вершин. С ними также связаны крупные отседания чешуй и блоков, крупные оползни и обвалы. Разломы определяют развитие хребтов, главных долин, межгорных впадин и отражаются в крупных чертах морфологии горной системы, как-то в ступенчатом строении ее северного и южного склонов.

Под действием продолжающихся поднятий, сопровождаемых растяжением и сдавливанием (из них преобладает то одно, то другое), разломы и трещины не только углубляются, но и множатся. Это способствует глубокому расчленению гор, а оно, в свою очередь, усиливая гравитацию, приводит к дальнейшему обострению разрывной тектоники.

Поверхностные проявления разрывов всегда сопровождаются воздействием сил гравитации. Последние выступают в качестве ведущего фактора при относительно мелких нарушениях — отседаниях склонов, крупных оползнях, обвалах, обрушиваниях, которые нужно все же относить к тектонико-гравитационным явлениям.

Неотектонические нарушения сплошности, возникающие в теле мегаантиклинория, могут наследовать трещины, заложенные в породах при их метаморфизации, но активными разрывами они становятся только благодаря воздействию новейших тектонических движений. А если трещины вовлечены в движение, они становятся «живыми» и превращаются в действующий фактор рельефообразования.

Благодаря разрывам в поднимающихся породах энергия тектонических движений передается быстро и непосредственно рельефообразую-

щим процессам. В этом секрет одинаковой активности действия эндогенных и экзогенных процессов в горах, что можно считать одной из главных закономерностей рельефообразования четвертичного периода и позднего плиоцена. Если же прежде при восходящем развитии разрывная тектоника получала слабое развитие, то интенсивность экзогенных процессов отражала интенсивность эндогенного фактора с отставанием.

И. В. Корешков (1960) придает столь большое значение разрывной тектонике, что говорит о самостоятельном тектоническом расчленении сводовых поднятий в завершающие этапы их развития. С геоморфологических же позиций самостоятельного тектонического расчленения в условиях земной поверхности быть не может. Одновременно с разрывной тектоникой действуют экзогенные процессы и вместе с ней производят расчленение и денудацию. Если мы подчеркиваем роль разрывной тектоники в разрушении молодых горных сооружений эпигеосинклинальных орогенов, то вместе с тем не умаляем и значение экзогенных процессов.

Лучшим доказательством ведущей роли разрывной тектоники во всех видах разрушения поднимающихся гор служит рыхлый материал, образующийся при этом. Он переполнен обломками тектонического дробления, которые легко опознаются в скоплениях, не подвергавшихся длительной обработке текучими водами. Обломки пород, образующиеся в результате тектонического дробления, по формам напоминают различные геометрические фигуры с более или менее ровными гранями, местами несущими признаки скалывания и скольжения, острые углы и ребра. Если во флювиогляциальных и аллювиальных отложениях валуны и глыбы утрачивают характерные признаки обломков тектонического дробления, то в моренах, в селевых и лавинных скоплениях это опознается довольно просто.

Доказательством тектонического генезиса обломков наряду с их формой служит морфология склонов, с которых поступает рыхлый материал, — наличие на них открытых трещин, параллельно расположенных лавинных желобов, полуотчленившихся нависающих глыб и т. д.

Обращенный к долине Баксана склон вершины Андырчи и склоны короткой одноименной долины несут ясные следы тектонического дробления и дифференцированных движений, с чем согласуется характер рыхлых отложений, слагающих конус и верхнюю часть вала Тюбеле перед устьем этой боковой долины. Несортированные суглинки переполнены многогранными обломками различной величины, часто имеющими геометрически правильные формы, острые ребра и углы.

Не менее убедительный пример дает нам долина р. Шхельды, над верховьем которой поднимаются высокие разбитые открытыми трещинами почти отвесные склоны Главного хребта. Дно этой боковой долины до выхода к Адылсу выстлано глыбами тектонического дробления до нескольких метров в поперечнике. Язык Шхельдинского ледника до сих пор не освободился от грубообломочного материала, обвалившегося от стены верховий. Обвал произошел в 1872 г. и перекрыл большой участок ледяной поверхности. Такие обвалы, по-видимому, еще больших размеров, происходили здесь прежде в голоценовые и позднеледниковые стадии.

Тектоническое дробление — это начальная стадия разрыхления пород в горных условиях. С ним связано обилие рыхлого материала, выносимого ледниками и водными потоками постоянного и непостоянного режима. Оно ускоряет и течение процессов выветривания, особенно морозного, но при этом высвобождение обломков через тектоническое дробление все же превышает эффект выветривания. Рыхлый материал

выносятся в главные долины и за пределы гор, не успевая в значительной части подвергнуться гипергенезу.

#### 4. Некоторые особенности структуры мегаантиклинория

Одной из главных черт новейшей структуры Большого Кавказа, отраженной в геологическом строении и рельефе, а также в режиме процессов ледникового времени, является ее зональность, причем все тектонико-геоморфологические зоны сохраняют активность до последнего времени и развиваются, в общем, унаследованно. Их обособление в пределах субшироко вытянутого свода предопределено историей долгого развития территории и со временем обостряется, что можно ожидать и в дальнейшем. Границы подчеркнуты разрывами и дифференцированными подвижками.

Для Большого Кавказа в целом и для его отдельных районов наряду с зональностью характерна мозаичность тектонико-геоморфологического строения, чрезвычайно резкая в осевой зоне и утрачивающая выразительность к окраинам горной системы. В пределах каждой зоны наблюдается чередование главным образом продольных хребтов и депрессий различного тектонического режима, которые в свою очередь включают структуры более мелких порядков. Депрессии разделены перемычками на котловины. Хребты представляют собой сочетание (соединение) приподнятых разновысотных участков, изменяющих ширину и направление в довольно широких пределах. Поперечные долины-грабены делят хребты на отдельные массивы.

Разрывной тектоникой в значительной степени обусловлено сложное строение мегаантиклинория, обособление в нем структур второго, третьего и более мелких порядков, возникновение мозаичного блоково-глыбового рельефа.

Все положительные структуры, за исключением самых молодых в легко сменяющихся породах предгорных прогибов, представляют собой по существу своеобразные горсты различной формы. Их характерной чертой является многоступенчатость склонов. Все достаточно крупные долины с тем же основанием могут быть названы своеобразными узкими грабенами или грабен-трогами, а не просто эрозийными или экзарационными формами рельефа.

Напрашивается вывод, что разломы с сопровождающими их полосами сгущения тектонических трещин играют ведущую роль при образовании в теле усложняющегося мегаантиклинория структур различных порядков. По-видимому, не только узкие долины-грабены, но и более широкие межгорные депрессии сформировались над разломами и сопровождающими их полосами сгущения трещин как в высокогорной области, так и по окраине горной системы. Если некоторые отрицательные структуры развивались прежде как синклинали, то в дальнейшем они утратили их характерные черты, были сильно осложнены разрывной тектоникой и дифференцированными движениями.

Полоса депрессий, возникших в южном склоне непосредственно у Главного надвига и вместе с ним переходящая в верховьях Ардона на северный склон, также относится к одному из видов проявления разрывной тектоники. Рассекая кристаллический фундамент, разломы вызывают проседание осадочных и метаморфизованных пород над ними и отражаются на поверхности овалами оседаний, осложненными всюду дифференцированными подвижками.

По существу весь свод Большого Кавказа рассечен системами тектонических трещин — сеткой полос трещиноватости различной интенсивности, густоты и направлений (продольного, поперечного, диагонального).

Кристаллические и метаморфические породы, слагающие осевую зону, подвержены очень сильному дроблению. Рядом с высочайшими вершинами располагаются впадины с резким снижением высоты гор на 2000 м и более. Разрывная тектоника усиливает контрасты рельефа.

В пределах Большого Кавказа преобладает прямой рельеф, и высота гор, как правило, отражает интенсивность молодых и современных, а также новейших движений в целом. Однако различия высот между хребтами и зонами ослаблены денудацией. Поскольку разрушение зависит прежде всего от скорости (интенсивности) движений, то быстрее поднимающиеся участки испытывают и больший денудационный срез. Деятельность плоскостных экзогенных процессов несколько снижает контрасты, создаваемые в горах эндогенным фактором.

Геологическое строение, оказывая влияние на быстроту денудации, все же не нарушает общего правила о прямой зависимости горного рельефа от интенсивности новейших тектонических движений. Распространение легкоразрушаемых пород усиливает эффект денудации и отражается в морфоскульптуре склонов, в очертаниях гребневых линий и т. д. Это видно, например, при сравнении рельефа осевой высокогорной зоны Центрального и Восточного Кавказа.

Обращенный рельеф в пределах Большого Кавказа пользуется ограниченным распространением. Он типичен отчасти для Известкового Дагестана (Щукин, 1926). В отдельных случаях может создаваться обманчивое впечатление обращенного рельефа, если не вполне учитывается происходящая перестройка новейшей структуры. Рельеф может быть обращенным по отношению к более древним и прямым по отношению к молодым движениям.

Нельзя не принимать во внимание тот факт, что несмотря на общую унаследованность структур и рельефа, все же происходит их направленная перестройка. Так, Е. Е. Милановским (1968) была отмечена начавшаяся перестройка субширотного строения на субмеридиональное. Повидимому, усиливается общее надвигание и запрокидывание мегаантиклинория в южном направлении.

В связи с тем что господствующей тенденцией в развитии структуры мегаантиклинория остается до сих пор длительная унаследованность, влияние геологического строения в большинстве случаев не ослабляет различия тектонико-геоморфологических зон, а скорее их подчеркивает. Осевая зона наиболее быстрых движений в основном сложена более стойкими породами, чем периферические зоны. Приразломные высокогорные депрессии южного склона верховьев Ингури, Цхенискали, Риони с меньшей интенсивностью поднятия внутренних пространств вместе с тем являются районами распространения флиша — пород, довольно легко поддающихся денудации.

Сравнивая своеобразие процессов ледникового времени в различных тектонико-геоморфологических зонах, мы приходим к выводу, что активность оледенения гор была прямо пропорциональна активности новейших, а также молодых тектонических движений. И то и другое нарастало прерывисто-непрерывно от окраины в глубь горной страны и достигало максимума в наиболее приподнятых частях осевой зоны (Черек-Урухского и Ингури-Рионского районов).

Новейшие тектонические движения и большое древнее оледенение гор, каким было оледенение Большого Кавказа, связаны между собой не

односторонним, а взаимным влиянием. Новейшие тектонические движения, как известно, входят в три главных фактора, от которых зависят размеры горного оледенения. Однако, возникнув и распространившись, древнее оледенение гор само оказывает на тектонические движения обратное воздействие, не столь сильное, как у щитов и покровов, но вполне ощутимое для того, чтобы способствовать образованию флювиогляциальных террас.

Таким образом, все три фактора, определяющие развитие горного оледенения, находятся с ним в тесной диалектической взаимосвязи. Большое горное оледенение не только изменяет климат гор и их периферии, но также создает благоприятствующий его сохранению рельеф и, наконец, сообщает тектоническим движениям ритмичность, созвучную с ледниковыми эпохами и группами стадий.

Выводы, полученные при изучении рельефа и следов древнего оледенения на Большом Кавказе, свидетельствуют о том, что геоморфологический анализ должен стать одним из ведущих методов исследования новейших тектонических движений. Горы бедны коррелятными отложениями, которые могли бы запечатлеть нарушения, но сам рельеф отражает тектонику очень выпукло. Чем ближе к нашим дням выявляемые движения, тем очевиднее примат геоморфологических данных над геологическими. Детальное изучение ледниковых форм рельефа дало нам возможность выявить разнообразие молодых тектонических движений и через них установить некоторые закономерности, верные для больших отрезков времени.

Геоморфологический анализ доказал повсеместность активных проявлений разрывной тектоники, обострившейся в позднеледниковое и послеледниковое время. Полученный материал убеждает в том, что уже в самом орогенезе заложены противоречивые начала созидания и разрушения гор. Тектонические процессы не только поднимали Большой Кавказ, создавая горную систему, но и разрушали его, образуя разрывы и вызывая дробление пород. Зарождаясь, возможно, на ранних этапах орогенеза, тенденция разрушения усиливалась во времени. На современном этапе становления Большого Кавказа обе тенденции тектонического развития гор выражены одинаково сильно. Однако в дальнейшем примат должен перейти, по-видимому, к отрицательному началу.

Разрывные нарушения возникают и развиваются как результат действия и сил растяжения и сил бокового давления (сжатия). Одновременное проявление тех и других становится очевидным при взбросово-сбросовых движениях, достигающих наибольшей выразительности в полосе Главного надвига. Это говорит в пользу того, что оба вида разрывной тектоники — растяжения и сдавливания — могут формироваться вместе и точному разграничению не поддаются.

## ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Для успешного проведения геоморфологического анализа помимо всестороннего познания самого рельефа необходимо подробное изучение коррелятных ему отложений. И поскольку предлагаемая работа посвящена древнему оледенению Большого Кавказа, проявившемуся с наибольшей очевидностью в плейстоцене и оставившему тем более ясные следы, чем ближе к современности, то для нашей цели необходимо прежде всего знание четвертичных отложений, и среди них самых молодых — позднеплейстоценовых и голоценовых. Они служат как бы летописью событий, происходивших за это время на Большом Кавказе.

Небольшой период, составляющий по продолжительности около двух процентов всей орогенической эпохи, сыграл, однако, важнейшую роль в создании современной морфологии гор и потому заслуживает с географической точки зрения более детального изучения, чем отдаленное прошлое.

Затруднения при коррелировании четвертичных отложений с различными возрастными генерациями горного рельефа возникают, во-первых, из-за плохой палеонтологической охарактеризованности имеющихся разрезов и, во-вторых, из-за территориальной разобщенности аккумулятивных подножий с высокогорьем, где господствуют ледниковые формы. Поэтому сопоставления бывают в известной степени условными, так как доказать коррелятность отдельных террас и отдельных рыхлых толщ тому или иному ярусу рельефа гор в этих условиях очень трудно.

Как говорилось выше, по мнению одних авторов, плиоценовые аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные поверхности подножий, датированные по сохранившимся на них отложениям и мысленно (на профилях) продолженные дальше в горы, повисают над современным рельефом (располагаются выше современных вершин). По мнению других авторов, они переходят в выположенные поверхности междуречных пространств и вершинные поверхности хребтов. К числу первых исследователей относятся Л. А. Варданянц (1948), В. А. Растворова (1963), Е. М. Щербакова (1968), А. Е. Криволицкий (1969, 1971), к числу вторых — Н. В. Думитрашко (1953, 1954), Н. А. Лебедева (1956), И. Н. Сафронов (1959, 1969), Д. А. Лилиенберг (1962), Е. Е. Милановский (1968) и др.

В этой главе мы сосредоточим внимание на самих толщах четвертичных отложений и сделаем выводы об условиях и времени их формирования, по возможности не ссылаясь на рельеф. Это поможет яснее представить общую картину продолжавшегося в плейстоцене и голоцене

становления горной системы и явится проверкой сделанных ранее выводов о геолого-геоморфологической деятельности древнего оледенения. Кроме того, знание четвертичных отложений даст дополнительный материал для палеогеографических реконструкций.

### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ДЕЯТЕЛЬНОСТЬЮ ГОРНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Чтобы разобраться в стратиграфии четвертичных отложений, до сих пор слабо охарактеризованных палеонтологически (палеоботанически и палеозоологически), нужно лучше понять их генезис и обстановку, в которой происходило их формирование.

Не ставя целью дать исчерпывающую характеристику встречающихся в пределах Большого Кавказа рыхлых накоплений, мы остановимся на тех из них, которые связаны с деятельностью древнего оледенения и по которым был получен оригинальный материал, вносящий дополнительные сведения.

Можно указать следующие главные особенности четвертичных отложений Большого Кавказа: крайне ограниченное распространение подлинно ледниковых отложений — настоящих морен и, наоборот, очень широкое распространение несортированных, слабо промытых, часто мореноподобных отложений нивально-гравитационного и флювиогляциально-селевого генезиса.

Если же признать, что в рельефе Большого Кавказа запечатлена деятельность большого горного оледенения, в том числе позднего плейстоцена, то морены должны были бы встречаться гораздо чаще, чем это есть на самом деле.

В дальнейшем мы убедимся в том, что указанные особенности четвертичных отложений Большого Кавказа не представляют собой явлений случайных, но служат прямым следствием тех условий рельефообразования ледниковых эпох, о которых шла речь выше.

## 1. Морены

Мореной в подлинном смысле слова называется обломочный терригенный материал, попавший в тело ледника, перенесенный им на большее или меньшее расстояние и затем им же отложенный. Следовательно, непременным условием формирования морен является, во-первых, тесное взаимодействие льда с обломочным материалом при совместном движении и, во-вторых, вытаивание обломочного материала непосредственно из льда, а не через промежуточную стадию обработки его талыми водами. Отсюда проистекает несортированность обломочного материала в морене, слабая окатанность обломков и т. д. Если придерживаться этих положений, то в пределах Большого Кавказа действительно очень редко удается обнаружить типичную морену, не считая самых молодых отложений. Частые же указания на наличие морен по долинам объясняются отсутствием четких разграничений между типично ледниковыми и другими несортированными отложениями — нивально-гравитационными, гляциоселевыми и др. Эти образования тесно друг с другом связаны, фациально друг в друга переходят, и все же для правильного понимания палеогеографии ледниковых эпох в горных странах необходимо их разграничивать.

Обломочный материал попадает в лед по двум каналам: 1) со дна и бортов долин, по которым движутся ледники, и 2) с окружающих скалистых склонов. Первое осуществляется через непосредственное воздействие движущегося льда и уже включенных в него обломков на подстилающие породы, второе — через лавинно-осыпную деятельность, благодаря которой продукты выветривания попадают на лед. Обогащение ледников обломочным материалом в обоих случаях обусловлено трещиноватостью коренных пород, их тектонической раздробленностью.

Наблюдения за современными рельефообразующими процессами в высокогорной области убеждают в том, что в настоящее время огромная масса обломочного материала поступает на тело ледников с окружающих склонов. Это объясняется малыми размерами современного оледенения Большого Кавказа. Ледники, имея небольшую длину и небольшую мощность, эродировать слабо, а окружающие склоны хребтов и долин оголены и подвергаются интенсивному выветриванию. Вместе с лавинами продукты выветривания осыпаются на лед в огромных количествах, погребая его, например, при крупных обрушениях (Шхельдинский ледник) и на участках, теряющих активность (языки ледников Большой Азау, Кюкюртлю и др.).

Следовательно, при небольшом горном оледенении морена формируется преимущественно за счет лавинно-осыпной деятельности. Обломочный материал скапливается в больших количествах на поверхности ледников и переносится ими на большое расстояние. Петрографический состав обломков соответствует породам ближайших склонов.

Но было бы ошибкой переносить современные закономерности формирования морены механически на прошлое, потому что большие размеры древнего оледенения означали собой не только количественные, но и качественные изменения в рельефообразовании и осадконакоплении. Наличие на хребтах облекающих толщ фирна-льда, а в долинах — древовидных активных ледников мощностью не менее 250—500 м приводило к тому, что обломочный материал поступал в лед преимущественно со дна долин как продукт экзарационной деятельности. Со склонов же осыпалось огромное количество не продуктов выветривания коренных пород, а снега и фирна. Лавины были слабо обогащены обломочным материалом. Выветривание и гравитационные процессы концентрировались в самой толще многолетних снегов.

Поэтому в условиях большого горного оледенения обломочный материал морены формировался в основной массе за счет выпахивания дна и бортов долин, по которым двигались мощные ледники, и за счет экзарационного воздействия на подстилающие коренные породы сползавших по склонам фирново-ледяных толщ. Обломки пород концентрировались внутри льда, не переполняя его; они скорее составляли небольшой процент от общей массы. Ледники имели относительно чистую поверхность.

Влекомый обломочный материал участвовал в активном движении льда и переносился им на большие расстояния. При этом обломки подвергались воздействию движущейся среды, получали штриховку, приобретали большую или меньшую окатанность, становились более или менее выветрелыми. Переносимые льдом обломки характеризовались разнообразием петрографического состава, так как собирались с большой площади.

Такие условия накопления и транспортировки обломочного материала, внутренне связанного со льдом и находящегося вместе с ним в ак-

тивном движении, не способствовали его вытаяванию из льда без обработки талыми водами.

Лед был одинаково активен по всей ширине долин и у края имел, по-видимому, температуру, близкую к  $0^{\circ}\text{C}$ , поэтому начинал быстро таять, рождая потоки талых вод, распространявшихся на всю ширину дна долины. Обломочный материал, включенный до того в тело ледника, неизбежно при этом подвергался перемыву и отлагался уже не в виде морены, а в виде различных фаций флювиогляциальных отложений. Именно поэтому для максимальных стадий позднеплейстоценового оледенения морены в пределах Большого Кавказа нехарактерны. Это нужно рассматривать как доказательство активности оледенения Большого Кавказа, что соответствует географическому положению горной страны. Как известно, ледники в основном не выходили на предгорные равнины и не растекались по ним на значительные площади, что способствовало бы утрате ими активности в таких местах при сокращении оледенения.

Аккумуляция подлинных морен происходила, по-видимому, в расширенных участках долин, например, в переуглубленных отрезках трогов, сформированных языками мощных долинных ледников максимальных стадий. Когда оледенение сокращалось, здесь могли образовываться малоактивные льды, отлагавшие при таянии неперемытую морену, погребенную затем под флювиогляциальными отложениями.

Также ледники последующих стадий, выходя в широкие спрямленные долины, выпаханные более крупными ледниками, растекались по дну, снижая активность, и при таянии тоже могли отлагать неперемытую морену.

В вулканических районах Большого Кавказа формированию моренных скоплений благоприятствовала выровненность рельефа лавовыми потоками. Примером может служить трог верховья Малки, выработанный ледником максимальных стадий позднеплейстоценового оледенения и заполненный затем лавой. На поверхности молодого лавового покрова прослеживаются дуги конечных морен позднеледниковых стадий, переходящие у склонов в боковые морены. Отложения представлены несортированными суглинками с большим количеством окатанных валунов и почти не окатанных глыб разнообразного петрографического состава. Более молодые голоценовые морены, состоящие в основном из лав, покрывают во многих местах склоны вулкана.

Главной причиной скопления и хорошей сохранности у северного подножия Эльбруса настоящих морен следует признать характерную уплощенность рельефа, обусловленную повторяющейся вулканической деятельностью. Ледники, не успевая врезаться, растекались по поверхности молодых лавовых потоков, и при таянии льда не весь несомый ими материал подвергался обработке талыми водами. Другой причиной отмеченного явления были микроклиматические условия северного склона — их континентальность, обусловленная холодными воздушными массами, стекавшими от фирново-ледяных полей. Низкая температура льда, а также интенсивное испарение с поверхности ледников не способствовали быстро таянию и образованию многоводных потоков.

## **2. Нивально-гравитационные и нивально-гравитационно-пролювиальные отложения**

Этот тип отложений представлен на Большом Кавказе лавинно-осыпными скоплениями. Они характерны для подножий высокогорных

хребтов, для днищ долин высокогорий, отчасти среднегорий, где образуют лавинно-осыпные террасы, лавинно-осыпные конусы и шлейфы, а когда формирующие их процессы сочетаются с деятельностью пролювиальных, часто, селевых потоков, то также лавинно-пролювиальные и лавинно-селевые конусы и шлейфы.

Нивально-гравитационные (лавинно-осыпные) отложения представлены несортированным материалом, в основном суглинистым и супесчаным с большим количеством неокатанных угловатых остросебрых обломков различной величины. Петрографический состав обломочного материала однообразен и отражает геологическое строение соседних склонов.

Непременными условиями энергичного формирования лавинно-осыпных отложений следует считать малые размеры горного оледенения, глубокое расчленение территории, связанные с этим большие относительные высоты и преобладание крутых склонов. Такая обстановка создается при прогрессирующем убывании оледенения, при утонении многолетних снегов и разобщении фирново-ледяных полей на мелкие пятна. Поэтому начало обильного формирования нивально-гравитационных суглинков относится к позднеледниковому времени, когда коренные породы на больших пространствах не были уже покрыты фирново-ледяными толщами. С тех пор их образование не прекращается. Чем меньше стало оледенение, тем «грязней» делались лавины. Этот процесс распространялся от окраины в глубь высокогорья, т. е. к верховьям долин, и параллельно с этим все большую роль среди рыхлых отложений играли мореноподобные суглинки.

В условиях частых колебаний температур с переходами через  $0^{\circ}\text{C}$  оголявшиеся коренные породы подвергались интенсивному разрушению, образуя все новые порции грубообломочной коры выветривания, которая не могла долго задерживаться на крутых склонах. Быстрое обновление экспозиции, а также раздробленность коренных пород молодыми гравитационно-тектоническими трещинами усиливали эффект выветривания.

Рядом с корой выветривания здесь же на крутых склонах в трещинах, на выступах скал и в различных полых формах рельефа скапливался снег, который затем сбрасывался вниз, образуя лавины. Таким образом, при небольшом горном оледенении продукты выветривания транспортируются со склонов вместе со снегом. Получается сложное сплетение процессов мерзлотных, нивальных и гравитационных. Снег при этом служит и агентом выветривания, и той подвижной средой, через которую и вместе с которой продукты выветривания спадают вниз, образуя вдоль подножия склонов конусы, шлейфы, террасы.

В верховьях долин эти же продукты выветривания попадают с лавинами на поверхность ледников и продолжают дальнейшее движение вместе с ними, служа основным источником формирования боковых и срединных морен. Отсюда, вторым следствием тесного переплетения осадкообразующих процессов в высокогорье является генетическое родство нивально-гравитационных образований с боковыми моренами. А если речь идет о боковых моренах мелких сокращающихся ледников, то они в основном неотличимы от нивально-гравитационных террас. Их трудно разграничить и по внешнему виду и по строению, так как генезис сходен. Продукты выветривания образуются в одних и тех же условиях и транспортируются вниз по склонам одними и теми же процессами и если попадают на поверхность ледников, испытывающих сокращение, то скапливаются по краям, по существу не взаимодействуя со льдом, а погребая и оттесняя его.

При достаточно активном оледенении происходит обработка и транспортировка льдом ссыпавшегося на него материала и тогда по бортам ледника формируются действительно боковые морены. При угасании же оледенения идет образование нивально-гравитационных (лавино-осыпных) террас из материала, не подвергающегося обработке льдом.

Продукты выветривания скапливаются вдоль бортов ледника в присклоновых понижениях, где лет тает быстрее. Когда происходит отступление и оседание ледников, то лавинно-осыпные террасы фиксируют значительные задержки их сокращения. Эти формы рельефа можно рассматривать как горные аналоги камовых террас, отмечавших оседание малоподвижных льдов на равнинах. Имея, по-видимому, в виду лавинно-осыпные террасы горных районов, К. К. Марков (1946) назвал эти образования моренами оседания, подчеркивая их закономерное снижение вслед за оседавшей поверхностью сокращавшихся ледников.

Распространение нивально-гравитационных процессов и формируемых ими отложений при сокращении горного оледенения идет закономерно вверх по долинам в следующей последовательности для каждого конкретного участка. Когда на дне долины еще сохранялся ледник, а склоны трога только начинали оголяться и разъедались поэтому процессами нивального и морозного выветривания более или менее равномерно по всей площади, то у подножия склонов накапливались лавинно-осыпные несортированные отложения в виде непрерывных скоплений или террас. Их относительная высота над дном трога отражает мощность ледника в соответствующий отрезок времени.

Формирование лавинно-осыпных конусов начиналось на более поздней стадии сокращения оледенения, когда долинные ледники отступили выше, а на склонах образовались кары, снегосборные воронки, лавинные желоба. Характер геологического строения, а также интенсивность трещинной тектоники отражались в величине и форме обломков, а через них — в размерах и морфологии конусов.

Поскольку сокращение оледенения сопровождалось усилением роли временных потоков (талых и дождевых вод), то лавинно-осыпные отложения часто переслаиваются и фашиально сочленяются с пролювиальными и селевыми отложениями. Тогда наряду с лавинно-осыпными образуются также лавинно-пролювиальные и лавинно-селевые конусы. Первые характеризуются наличием среди несортированного материала слабпромывных слоев, вторые — несортированностью по всему разрезу.

Усиливающейся тенденцией теплого времени является вытеснение лавинных отложений осыпными. От лавинно-осыпного чисто осыпной материал отличается однообразием гранулометрического состава и значительно меньшим содержанием глинистых компонентов. Его нельзя назвать мореноподобным.

Своеобразные нивально-гравитационные отложения пользуются распространением у подножия крутого южного склона куэсты Скалистого хребта, поднимавшегося возвышенными участками до древней снеговой границы (климатической) в максимальные стадии позднеплейстоценового оледенения. Беспорядочно холмистые нагромождения несортированного материала с глыбами, которые можно видеть на уплощенных междуречьях юрской депрессии, — тоже результат деятельности нивальных и гравитационных процессов. В тех случаях, когда обрушивание бронирующих пластов сопровождалось их оползанием по поверхности заснеженных глинистых пород, формировались нивально-оползневые отложения. Их отличает раздробленность и перетертость пород до известковой муки.

Итак, хотя нивально-гравитационные отложения тесно связаны с подлинно-ледниковыми и в пространстве и во времени, они имеют все же свой особый генезис, и неумение отличать их от морен может внести в палеогеографические реконструкции ошибки и даже путаницу. Главным признаком несортированных отложений этого генезиса является однородность петрографического состава, угловатость и острореберность обломков.

### 3. Флювиогляциальные и гляциально-селевые отложения

Оба типа этих отложений являются в конечном счете результатом деятельности талых ледниковых вод, но по составу, строению и условиям залегания они отличаются друг от друга.

Выше говорилось о том, что накопление рыхлого материала, вытаявшего непосредственно из льда, нетипично для Большого Кавказа. Это объясняется, во-первых, относительно малой шириной трогов при больших площадях ледосборных бассейнов (в прошлом) и, во-вторых, «теплым» режимом ледников, имевших летом у конца языков температуру, близкую 0°C, а потому таявших весьма интенсивно. В связи с этим во многих долинах концы ледников максимальных стадий позднелейстоценового оледенения отмечены не конечными моренами, а особыми фациями флювиогляциальных отложений. Вместо несортированных и непромытых гравийно-валунных суглинков, которыми обычно представлены морены, мы здесь обнаруживаем несортированные, слабопромытые гравийно-галечно-валунные отложения. Из них в основном вынесены мелкие частицы (глинистые, пылеватые, песчаные), но в большом количестве присутствует крупнообломочный материал различного размера и различного петрографического состава. Характерная черта этих отложений — хорошая окатанность обломочного материала несвойственна моренам. Она появляется в результате обработки валунов и гальки талыми водами, которые, вынося мелкие частицы во взвешенном состоянии, обтачивают ими более крупные обломки.

Такого рода рыхлые образования можно называть приледниковой фацией флювиогляциальных отложений. Они представляют собой большой палеогеографический интерес и должны быть выделены особо, так как помогают определять границы распространения долинных ледников в различные стадии.

Следует сразу же заметить, что термин «перемытая морена» правильнее употреблять в ином смысле, подразумевая отложения, которые вначале вытаяли из льда и образовали морену, а затем были перемыты потоками талых вод других ледников или этого же ледника при его сокращении. Такие образования тоже встречаются на Кавказе и представлены обычно скоплениями или грядами эрратических окатанных валунов и глыб, из которых удален мелкообломочный материал, включая гальку и мелкие валуны.

Приледниковая фация флювиогляциальных отложений — это действительно флювиогляциальные отложения в общепринятом понимании, но отложенные потоками талых ледниковых вод при их зарождении вблизи края ледника. Условия залегания этих отложений весьма характерны. Они начинали откладываться там, где ледник, активно тая, превращался в бурный поток. Интенсивная деятельность ледника сменялась столь же интенсивной деятельностью флювиогляциального потока. Законы движения и воздействия подвижной среды (в первом случае — пластичной, во втором — жидкой) на коренное дно и на влеко-

мый обломочный материал при этом изменялись. Ледниковая форма долины переходила в водно-эрозионную, и в коренном дне ее формировался горб (ригель), на который ложились грубообломочные флювиогляциальные отложения, местами сочетаясь с перемытой мореной.

Если край ледника на этой границе, пульсируя, задерживался долгое время, то в результате тоже пульсирующего врезания потока талых вод формировалась серия высоких флювиогляциальных цокольных террас, имеющих крутое падение поверхностей вниз по долине.

Г. И. Горецкий (1962), наблюдавший такие образования в верховьях долины Кубани, сравнил их с подобными же образованиями Кольского полуострова и назвал флювиогляциальными дельтами. Однако следует иметь в виду, что большая активность тектонических движений все же придает такого рода образованиям Кавказа значительное морфологическое своеобразие.

Предлагаемое Г. И. Горецким сравнение этих образований с континентальными дельтами скорее подходит к случаю, когда языки ледников выходили на равнинные участки и в продольном профиле dna долины появлялся резкий перегиб. Сравнительно небольшие дельты могли формироваться у края ледников позднеледниковых стадий, выходявших в расширенные и переглубленные участки трогов максимальных стадий. Формирование же крупных флювиогляциальных дельт должно было происходить при выходе главных ледников к подножиям гор (например, Большой и Малой Лиахви в пределы Гори-Мухранской депрессии), что, однако, в позднем плейстоцене наблюдалось редко, по-видимому, чаще в среднем плейстоцене.

Таким образом, не только конечные морены, а также флювиогляциальные отложения в приледниковой фации, будь то континентальные дельты или серии флювиогляциальных цокольных террас врезания, могут считаться надежным признаком при выявлении границ распространения активных долинных ледников. Чем мощнее ледник, тем более внушительную форму имеют такого рода конечно-ледниковые образования.

Морены в узких участках трогов либо вовсе не образовывались, либо тут же перебивались. Явное преобладание вместо ожидаемых морен приледниковых флювиогляциальных отложений можно считать бесспорным доказательством активного состояния древних ледников Большого Кавказа. Первыми признаками утраты ими на отдельных отрезках прежней подвижности служит скопление в присклоновых понижениях лавинно-осыпного материала.

Вниз по долине, при удалении от края ледника получают распространение другие фации флювиогляциальных отложений, сильнее промытые и лучше отсортированные. Эти отложения слагают террасы как в пределах гор (ниже границ оледенения), так и на предгорной равнине. Закономерности перехода флювиогляциальных отложений в аллювиальные нами не изучались.

При изучении следов древнего оледенения немалый интерес представляют также отложения сильно пульсирующих флювиогляциальных потоков боковых долин, которые в короткий период интенсивного таяния ледников достигали очень большой силы, временами превращаясь в сели. Такие отложения принято называть гляциально-селевыми.

В высокогорье Большого Кавказа распространены две разновидности гляциально- или флювиогляциально-селевых отложений: несортированные мореноподобные суглинки (супеси) и отложения слабо промытые и слабо сортированные. Как те, так и другие слагают конусы в устьях притоков первого и второго порядка, нередко очень крупных

размеров, распространяющиеся чуть ли не на всю ширину дна. Форма и рельеф поверхности конусов соответствуют их строению.

Более правильную форму и относительно ровную, снижающуюся к периферии поверхность имеют конусы, образованные флювиогляциальными потоками непостоянного режима. Их слагает гравийно-галечно-валунный материал, плохо промытый и слабо сортированный. Подлинно гляциальные, или флювиогляциальные, сели формируют конусы с резко бугристой и грядово-бугристой поверхностью. Этому соответствует и характер отложений, представленных несортированными мореноподобными щебно-валунными суглинками.

Интенсивный вынос таких отложений в широкие местами переуглубленные трои максимальных стадий наблюдался в позднеледниковое время, когда шло быстрое сокращение ледников и они, дробясь, уходили в верховья. Несортированность и однообразие петрографического состава гляциально-селевых скоплений говорят о том, что материалом для них служили нивально-гравитационные отложения и морены небольших ледников, что продукты выветривания поступали на дно долин с небольших бассейнов однообразного геологического строения. Они ссыпались с оголявшихся крутых склонов в огромном количестве и не успевали выноситься ни сокращавшимися ледниками, ни тальмами и дождевыми водами в обычное время. Лишь в кратковременные изредка повторявшиеся моменты особо быстрого таяния ледников боковые долины освобождались от большей доли скапливавшегося в них обломочного материала. Такое таяние ледников могло сопровождаться прорывом озер в верховьях долин, подпруженных мореной, а также прорывом внутри ледниковых полостей, заполненных водой.

Время быстрого таяния ледников было временем проникновения в горы теплых воздушных масс, приносивших длительные дожди. Поэтому гляциальные сели могли вместе с тем быть и дождевыми селями; резкое разграничение между ними провести трудно. Несомненно лишь то, что в позднеледниковое время, как, по-видимому, и при сокращении максимальных стадий, главную массу бурно прибывавшей воды в подобные моменты давало таяние льда, а при очень малом оледенении, как в настоящее время в Восточном и Западном Кавказе, — дожди. В высокогорье Центрального Кавказа продолжают наблюдаться гляциально-дождевые сели.

Выносимый из боковых долин несортированный мореноподобный материал часто принимается исследователями за морену, оставленную главным ледником. Примером служит вал Тюбеле в долине р. Баксан против устья правого притока р. Андырчи, вызывавший разногласия исследователей. С. П. Соловьев (1932) и А. Л. Рейнгард (1939) приняли эти отложения за морену главного ледника, принесенного с верховий Баксана, П. В. Ковалев (1952) — за морену, вынесенную из долины Адылсу. Однако С. В. Клопов и А. С. Клопова (1946) правильно указали, что главная масса обнажающегося над Баксаном несортированного материала вынесена из долины Андырчи селом. Е. Е. Милановский и Н. В. Короновский (1960) в известной степени примирили эти два мнения о ледниковом и селевом генезисе вала Тюбеле, обратив внимание на то, что под селевыми отложениями Андырчи сохранилась морена, вынесенная ледником из Адылсу.

Действительно, верхняя толща вала Тюбеле, представленная несортированными мореноподобными суглинками, переполненными обломками тектонического дробления серых гранитов, без всякого сомнения вынесена из долины Андырчи при быстром таянии этого бокового лед-

ника в одну из позднеледниковых, а возможно, и голоценовых стадий. Не правильно ли будет считать эти отложения гляциально-селевыми?

К флювиогляциально-селевым отложениям можно отнести, кроме того, хорошо окатанные, в основном валунные накопления с галькой и гравийно-песчано-суглинистым заполнителем, выстилающие днища верховий некоторых главных долин. Морфологические особенности таких участков выражаются в общем большом уклоне дна вниз по течению и его неровной поверхности, имеющей всхолмленно-грядовый рельеф. Преобладают выклинивающиеся (несколько десятков метров в длину) невысокие (2—4 м) продольные и диагональные гряды, указывающие своим расположением, как текли избыточные флювиогляциальные воды, если при быстром таянии их не могло вместить главное русло. Эти слабо промытые, но хорошо окатанные валунные и галечно-валунные отложения разносились по долине сильными непостоянными потоками. Несмотря на неровную поверхность дна, в ней прослеживаются уступы и различаются низкие террасы. Они доказывают, что формирование отложений происходило в течение значительных отрезков времени, когда поток сохранял бурный непостоянный режим, эпизодически приближавшийся к селевому.

Таким образом, в коротких боковых долинах с V-образным поперечным профилем и очень крутым падением русла избыток воды приводил к образованию типичных селей, выносивших в главную долину несортированный мореноподобный материал. В то же время в верховьях главных долин, имеющих широкое дно и менее крутое падение русел, обилие талых вод вызывало блуждание потоков, пульсирующих и меняющих мощность в широких пределах.

#### 4. Мерзлотно-нивалльно-солифлюкционные отложения

Этим термином могут быть названы отложения перигляциальных выположенных пространств, в пределах которых гравитационные процессы не имели достаточной силы, чтобы вызывать быстрое обновление экспозиции ссыпанием и обрушиванием материала, но сообщали продуктам выветривания медленное плоскостное движение — течение и сползание грунта по пологим склонам. В то время как на крутых склонах глубоко врезанных долин активно развивались нивально-гравитационные процессы, на верху уплощенных междуречий господствовали процессы мерзлотно-нивалльно-солифлюкционного или перигляциального комплекса.

В горах Большого Кавказа уплощенные междуречья находятся на самых различных высотах от 800—1000 м в низкогорье до 2000—2500 м в среднегорье и до 3000—4000 м в высокогорье. Они-то и служили ареной активного развития плоскостных перигляциальных процессов во время оледенения, при максимальных стадиях спускавшихся к предгорьям, а при потеплении поднимающихся в глубь гор вслед за отступавшими фирново-ледяными полями.

На незадернованных и слабо задернованных поверхностях эти процессы протекали достаточно интенсивно и были рассредоточены на всю площадь выположенных пространств. В результате их деятельности образовывались несортированные щебнистые отложения опесчаненные или суглинистые в зависимости от состава подстилающих коренных пород.

Мерзлотно-нивалльно-солифлюкционные суглинки и супеси залегают на междуречьях повсеместно, но изменяют мощность и тем сильнее, чем

значительнее наклон поверхностей склонов. Последнее отражается также и в гранулометрическом составе отложений. В большинстве случаев мощность суглинков колеблется в пределах от 0,5—0,8 м на вершинах и более крутых участках склонов до 1,5—2,5 м у основания склонов и в ложбинах. Наряду с мелкообломочным материалом в них присутствуют щебень и валуны; глыбы появляются редко, при крутизне склонов не менее 28—32°.

Отсутствие сортировки в мерзотно-нивалльно-солифлюкционных суглинках придает им опять-таки сходство с мореной, от которой их отличает плащеобразное залегание и четкая обусловленность состава геологическим строением окружающих пространств. При сокращении оледенения, когда перигляциальные процессы сдвигались выше, ранее образовавшиеся мерзотно-нивалльно-солифлюкционные суглинки задерновывались и этим предохранялись в дальнейшем от быстрой денудации.

У подножия Эльбруса на высотах от 3000 до 4000 м, на участках, не захваченных глубоким расчленением, можно наблюдать продолжающееся сейчас формирование валунно-щебнистых суглинков, осуществляемое процессами перигляциального комплекса в поверхностных слоях трещиноватых лав (Рябцева, 1958). Плоскостное перемещение продуктов выветривания происходит в теплое время года двумя путями: нивалльно-делювиальными струями, растекающимися от снежников, и оползанием всего деятельного слоя, насыщенного влагой, по поверхности мерзлых слоев. Местами заметна ориентировка обломков большой осью по наклону поверхностей.

По мере приближения уплощенных междуречных пространств к глубоко врезанным долинам и увеличения углов наклона склонов в рельефе появляются оплывины, террасовидные уступы, а в отложениях — более или менее ясно выраженная слоистость: переслаивание щебнистых или валунно-щебнистых суглинков с тонкими опесчаненными слоями.

Итак, рыхлые отложения Большого Кавказа, связанные прямо или косвенно с деятельностью древнего оледенения, их генетические особенности и закономерности распространения подтверждают и ни в коей мере не противоречат сделанным выше выводам о больших размерах оледенения позднего плейстоцена и предшествовавшего времени. Вместе с тем приведенные сведения предостерегают от ошибочного отнесения к ледниковым отложениям наряду с моренами других несортированных отложений, не несущих необходимые признаки ледниковой транспортировки и непосредственного вытаявания из льда. Мореноподобные отложения, пользующиеся несравнимо более широким распространением в пределах гор, являются все же сопутствующими образованиями и могут служить лишь косвенными признаками при выявлении следов древнего оледенения. Правильное понимание происхождения различных типов отложений, связанных с древним оледенением, служит одним из главных условий успешного проведения геоморфологического анализа при палеогеографических реконструкциях.

#### КОРРЕЛЯЦИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Обнажающиеся по дну и склонам долин рыхлые скопления в большинстве случаев представляют собой эпизодические и фрагментарные образования, накапливавшиеся за короткие промежутки времени. Однако в переуглубленных отрезках долин мощность четвертичных отложений достигает 200—400 м. Это было выявлено бурением, проводив-

шимся с различными хозяйственно-производственными целями и, к сожалению, крайне мало использовано в четвертичной геологии.

По геоморфологическим признакам переуглубленные отрезки долин обнаруживаются во всех частях горной системы, включая высокогорье, нередко у подножий самых высоких хребтов вследствие резко выраженных здесь контрастов рельефа. По окраине гор кроме переуглубленных участков долин довольно часто встречаются котловины, выстланные рыхлыми толщами, мощность и возраст которых определяются амплитудой отрицательных движений дна и времени заложения котловин.

У подножия гор, где эрозионно-тектонический рельеф сменяется эрозионно-аккумулятивным и аккумулятивным, четвертичные отложения покрывают обширные пространства предгорных наклонных равнин, увеличивая мощность при удалении от подножия гор. Но и здесь они до сих пор палеонтологически слабо охарактеризованы. Поэтому геоморфологический анализ остается основой корреляции.

Чем моложе отложения, тем очевиднее их генезис, яснее сопоставление с этапами развития рельефа и тем проще давать им палеогеографическую интерпретацию, постепенно переходя к рассмотрению более древних отложений, запечатлевших отдаленные события. Поэтому описание четвертичных отложений нами дано от молодых к более древним, т. е. в порядке, обратном принятому в большинстве работ. Этот путь исследований отличается географичностью и соответствует общим принципам построения работы.

Разновозрастные четвертичные отложения распределены в пределах Большого Кавказа довольно закономерно, отражая этим самым зональное строение мегаантиклинория и последовательность развития древнего оледенения от максимальных стадий к заключительным. В самом общем виде можно сказать следующее: в высокогорной зоне, как и в наиболее возвышенных массивах передовых хребтов южного склона, господствуют отложения голоцена. По окраине высокогорий голоценовые отложения уступают место позднеледниковым, а на переходе к юрской депрессии северного склона и в зоне высокогорных депрессий южного склона наряду с позднеледниковыми появляются также отложения максимальных стадий позднеплейстоценового оледенения. Они типичны для зоны куэст северного и зоны передовых хребтов южного склона. Чем выше главное осевое поднятие Большого Кавказа, тем шире раздвигается это зональное распределение разновозрастных отложений в сторону подножий гор (укороченный участок северного склона в Черек-Урухском и Приказбекском районах) и прижимается к высокогорной осевой зоне в сниженных частях мегаантиклинория, в его периклинальных погружающихся окончаниях.

Лишь у подножия гор, на предгорной наклонной равнине, получают распространение террасы всех стадий и эпох четвертичного периода. Среди них наряду с террасами второй и первой половины позднеплейстоценового оледенения видное место занимают террасы среднего плейстоцена, несколько вуалирующие образования предшествовавшего времени.

В центральных частях краевых и межгорных прогибов континентальные отложения получают покровное (нормальное) или полупокровное залегание, т. е. ложатся на предшествующие отложения с размывом и, приближаясь к берегу Каспия, а также Черного моря, фациально переходят в морские отложения. Их мощности в этих случаях, особенно при нормальном покровном залегании, отражают интенсивность осадко-накопления и рельефообразования за соответствующий отрезок времени.

## 1. Позднеголоценовые отложения

Голоценовые отложения пользуются преимущественным распространением на склонах и у подножий высоких хребтов, в непосредственной близости к современным центрам оледенения. Здесь в пределах субальпийского, альпийского и субнивального поясов сильнее других мест ощущались колебания климата последних тысячелетий, сопровождавшиеся подвижками ледников, изменением интенсивности лавинной деятельности и других склоновых процессов.

Поэтому более полные и с палеоботанической точки зрения убедительные разрезы голоценовых отложений нужно искать выше лесного пояса на уплощенных междуречьях, в сквозных широких долинах или в переуглубленных отрезках верховий трогов, по которым в позднеледниковое время продолжали двигаться ледники. Накопление рыхлого материала, переносимого талыми водами, на дне долин здесь стало возможным лишь после того, как ледники отступили выше.

Перспективным при изучении стратиграфии голоценовых отложений, таким образом, являются трого-грабены между Главным и Боковым, а также между Главным и передовыми хребтами. Во многих местах эти долины несут ясные геоморфологические признаки относительного опускания дна, в отдельных случаях заболоченного. К сожалению, изучены они слабо, колонкового бурения всей рыхлой толщи с отбором образцов не производилось; палинологическим исследованиям подвергались только верхние слои разрезов.

Известны две-три попытки детального палинологического изучения голоценовых отложений Большого Кавказа. Одна из них принадлежит И. И. Тумаджанову и П. А. Мчедlishvili (1948), которые исследовали отложения в верховьях р. Теберды, по долинам Алибек, Домбай-Ульген и Гоначхир. Результаты исследований по всем трем долинам оказались близкими. Мы разберем данные по верховью долины Алибек как наиболее удачные. Там на абсолютной высоте 2000—2100 м за боковой мореной последнего наступания ледника Алибек в XVII—XVIII вв. под современным сфагновым болотом был обнаружен погребенный торф. Их разделяет слой несортированных отложений, по-видимому, лавинно-селевого генезиса (рис. 55, I), синхронный боковой морене.

В современном торфе по спорово-пыльцевым данным отмечено потепление вверх (присутствуют широколиственные — бук и клен, много пихты) и похолодание внизу (преобладают береза, ива, меньше пихты, очень мало широколиственных). В верхних слоях погребенного торфа имеются признаки того же похолодания (доминирует береза, много ивы, хвойных и очень мало широколиственных), а в срединных слоях погребенного торфа отмечается значительное потепление (увеличение широколиственных — дуба до 15%, бука до 10%, а также темнохвойных, но очень мало березы и ивы) и в основании того же погребенного торфа — новое похолодание (много березы, ивы, среди хвойных доминирует сосна).

Потепление, зафиксированное погребенным торфяником, авторы ошибочно отнесли к послеледниковому климатическому оптимуму. На самом же деле оно относится ко времени архызского перерыва, за которым следовало похолодание с максимумом в XVII—XVIII вв., сменившееся современным потеплением. Допущенная ими неточность объясняется тем, что работа выполнялась более двадцати лет назад, когда не было известно о значительных колебаниях климата после климатического оптимума, сильнее всего ощутимых в высокогорье. Таким образом, в долине р. Алибек палинологически охарактеризованы только

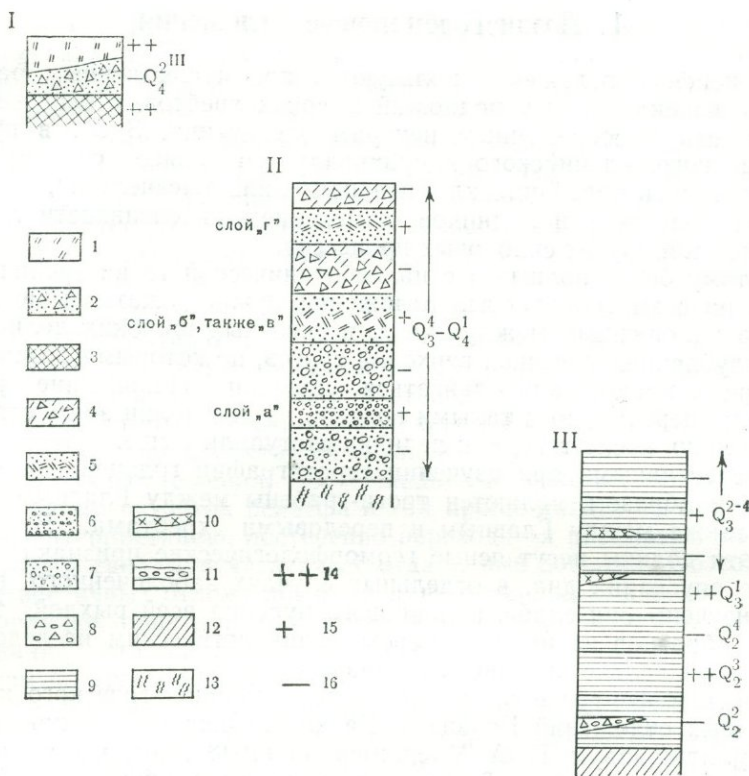


Рис. 55.

Схематические колонки палинологически охарактеризованных разрезов в бассейне Кубани.

I — последней голоценовой стадии и архызского перерыва в верховье Алибека (по данным Тумаджанова и Мchedlishvili); II — позднеледниковых стадий в верховьях Кубани (по данным Горьцкого и Тюриной); III — ледниковых и межледниковых отложений солёноозерской террасы (по данным Горьцкого).

1 — современный торф; 2 — лавинно-селевые отложения; 3 — погребенный торф; 4 — мореноподобные отложения с большим количеством склонового материала; 5 — горно-озерные пески с диатомитами; 6 — горно-озерные песчано-галечные отложения; 7 — флювиогляциальные отложения в приледниковой фации; 8 — флювиогляциальные щебнисто-валунно-галечные отложения предгорной равнины; 9 — озерные глины; 10 — погребенные почвы; 11 — базальный горизонт; 12 — глины майкопа; 13 — сланцы лейаса; 14 — межледниковое потепление; 15 — межстадиальное потепление; 16 — похолодание ледниковых эпох и стадий

очень молодые слои последних полутора-двух тысяч лет, не более. То же самое можно сказать о результатах палинологических анализов И. И. Тумаджанова и П. А. Мchedlishvili образцов, отобранных в верховьях рек Домбай-Ульген и Гоначхир.

Исследования самых молодых торфяников осевой зоны, предпринятые затем Ю. В. Маховой и Н. Г. Патык-Кара (1961), дали, в общем, аналогичные результаты.

Следующая попытка палинологического изучения голоценовых отложений Большого Кавказа, удавшаяся тоже лишь отчасти, была пред-

принята Н. С. Соколовой (1962). Ею проанализированы молодой торф и подстилающие его озерные глины (всего мощностью 1,9 м), залегающие в истоках р. Жуюрги (правого притока р. Чегем) на высоте 2420 м к югу от Скалистого хребта на значительном удалении от современных очагов оледенения. Стратиграфические условия залегания торфа в этом случае менее ясные, чем в долине Алибек.

Анализы отложений в истоках р. Жуюрги показали, что ландшафты за время накопления осадков оставались, как и теперь, безлесными. Некоторые изменения флористического состава древесной и травянистой растительности дали основание автору выделить два небольших похолодания, разделенные слабо выраженным потеплением. Не располагая абсолютными датировками, Н. С. Соколова делает, однако, правильное заключение, относя отмеченные ею изменения растительности к недавнему времени и считая, что они происходили позже послеледникового климатического оптимума. По-видимому, в разрезе верховий р. Жуюрги отражены те же колебания климата последних 1,5—2 тыс. лет, которые были установлены И. И. Тумаджановым и П. А. Мчедlishvili по торфяникам верховий Теберды. Только вдаль от очагов современного оледенения эти колебания климата были менее ощутимы.

Кроме флювиогляциальных, озерных и болотных отложений, выстилающих днища верховий трогов, в голоцене продолжалось формирование морен (боковых и конечных), а также лавинно-гравитационных лавинно-пролювиальных и гляциально-селевых отложений, залегающих вдоль подножия склонов в виде конусов различной формы и размеров, реже, в виде шлейфов. При этом активизация процессов, формирующих эти отложения, распространялась и на склоны лесного пояса, где при похолодании усиливался снос рыхлого материала по лавинным желобам и мелким долинам на дно главных долин.

В несортированных и плохо сортированных отложениях, слагающих конусы и шлейфы, присутствуют погребенные почвы и прослой сортированных отложений с древесными остатками. Это дало возможность сотрудникам проблемной лаборатории снежных лавин и селей географического факультета МГУ, занимающимся также изучением динамики ледников Кавказа, установить ритмы заснеженности гор, соответствующие ритмам жизни ледников (Тушинский, 1963, 1964). Определение абсолютного возраста древесины помогло выделить в лавинных конусах слои, имеющие архызский возраст (относящиеся к архызскому перерыву), которые лежат между слоями усиленной лавинной деятельности стадии начала I тысячелетия н. э. (стадии эгессен по альпийской терминологии) и стадии с максимумом в XVII—XVIII вв. (стадии фернау).

Древесина того же возраста была обнаружена в долине р. Большой Азау около станции канатной подвесной дороги на кругозор Эльбруса между моренами последней и предпоследней стадии голоцена, подтвердив их молодость (устные сообщения Г. К. Тушинского).

Сотрудниками проблемной лаборатории снежных лавин и селей для выявления самых молодых колебаний ледников с успехом используется метод дендрохронологии.

Таким образом, к изучению голоценовых отложений Кавказа исследователи подходят сейчас с различных сторон, применяя разнообразные методы. Изучение ведется сверху вниз, от современных образований к недавним и более отдаленным. Такой путь обеспечивает увязку стратиграфических данных с геоморфологическими и избавляет от досадных ошибок, как, например, отнесения отложений архызского перерыва (около 1 тыс. лет назад) ко времени послеледникового климатического

оптимума (около 6 тыс. лет назад). К сожалению, эти работы охватывают пока лишь небольшой отрезок времени.

Немногочисленные палинологические характеристики голоценовых отложений и вся совокупность геоморфологических наблюдений позволяют выделить террасы, сформировавшиеся в послеледниковое время. В пределах гор и у подножий это поймы (высокая и низкая) и I надпойменная терраса. Их относительные высоты изменяются по тектонико-геоморфологическим зонам (от верховий вниз по течению) и по районам (в зависимости от интенсивности новейших тектонических движений в различных частях мегаантиклинория), причем вверх по течению рек происходит не только увеличение относительной высоты, но и расщепление террас — обособление дополнительных ступеней. В верховьях долин и на пересечении ими наиболее интенсивно поднимающихся хребтов верхние ступени голоценовых террас по морфометрическим признакам могут быть отнесены ко II надпойменной террасе. В наиболее распространенных случаях голоценовые террасы имеют высоты: в осевой зоне — до 12—14 м, у подножий гор (при выходе рек на предгорную равнину) — до 5—7 м.

## 2. Позднеледниковые отложения

В позднеледниковое время (сопоставимое с поздним вюрмом — альпийской стратиграфической схемы —  $W_4$ ) верховья большинства долин были еще заняты ледниками и накопление рыхлых отложений происходило на некотором удалении от высокогорных хребтов на дне трогов, расширенных и переуглубленных ледниками максимальных стадий позднеплейстоценового оледенения. Рыхлый материал, поступавший в изобилии с оголявшихся склонов, выносимый также боковыми ледниками и их тальми водами, заполнял днища долин за относительно короткие сроки нескольких тысяч лет.

Донные морены позднеледниковых стадий вскрываются при колонковом бурении, реже встречаются в естественных обнажениях. Боковые и конечные морены этого времени в виде более или менее ясных форм рельефа сохранились по многим долинам северного (рис. 9) и южного склонов (рис. 25). Но и они местами размыты, неравномерно смещены вниз по склону солифлюкцией, оползанием, тектонико-гравитационными отседаниями.

Итак, перспективными для изучения позднеледниковых отложений и уяснения их стратиграфии являются расширенные и переуглубленные участки грабен-трогов, внутри высокогорной зоны или по ее окраине. Заполняющие дно рыхлые отложения разбурены на западной и на восточной окраинах Центрального Кавказа — в верховье Кубани и в верховье Терека, где коренное дно трогов находится в первом случае на 200, во втором — на 400 м ниже современного аккумулятивного дна. Мощностъ четвертичных отложений, представленных в основной части разрезов позднеледниковыми, достигает тех же величин.

Долины рек Кубани и Теберды. Результаты палинологических исследований в верховьях долины Кубани освещены в работах Г. И. Горецкого (1962) и Л. С. Тюриной (1961).

Анализам были подвергнуты образцы, отобранные из скважин, которые прошли толщю рыхлых отложений, выстилающие переуглубленный участок главного трога перед устьем р. Хурзук (в тех же работах назван Уллукамским плотинным озером) и переуглубленный устьевой участок Учкуланского трога (назван Учкуланским плотинным озером);

мощность отложений в первом случае около 200 м, во втором — 150—160 м. В обоих разрезах (рис. 55, II) наблюдается чередование ледниковых и водно-ледниковых отложений с озерными: три толщи морен с сопровождающими флювиогляциальными слоями (либо только флювиогляциальные слои), разделенные слоями озерных супесей, суглинков, мелкозернистых песков и диатомитов.

Нижние озерные слои уллукамского или хурзукского разреза (слой «а») характеризуются преобладанием то горно-лугового, то лесного спектров, среди древесных доминирует сосна и береза, мало широколиственных, богатое разнотравье. Флористический состав растительности приближается к тому, что наблюдается теперь у верхней границы леса.

Верхние озерные слои уллукамского или хурзукского разреза (слой «б») имеют палинологическую характеристику, близкую с нижними озерными слоями учкуланского разреза (слой «в»), и отличаются устойчивым преобладанием травянистой растительности горно-альпийских лугов.

Во всех трех случаях озерные отложения накапливались в холодных климатических условиях, когда на месте современного пояса смешанных лесов получали развитие высокогорные луга. Это были, по-видимому, кратковременные межстадиалы, которым Г. И. Горецкий придает, однако, большое значение и относит слой «а» к межстадиалу, разделяющему древний и средний вюрм ( $W_1—W_2$ ), а идентичные, по палинологическим данным, слои «б» и «в» — к межстадиалу, разделяющему средний и молодой вюрм ( $W_2—W_3$ ).

Наконец, верхний озерный слой учкуланского разреза (слой «г» под верхней маломощной мореной) характеризуется более сложной спорово-пыльцевой диаграммой: внизу доминируют хвойные, выше богатое разнотравье с широколиственными древесными породами (граб, бук, дуб), отражающее какой-то климатический оптимум. После этого получают распространение лесные спектры с преобладанием березы и сосны, а затем луговое разнотравье, свидетельствующее о новом значительном похолодании, вверху сменяющееся растительностью верхней границы леса (разнотравьем с сосной и березой). Этот слой «г» Г. И. Горецкий сравнивает с аллерёдом северо-запада Русской равнины, который также характеризуется кратковременным, но достаточно сильным потеплением. Он датирует верхний озерный слой учкуланского разреза  $W_3—W_4$ , как слой, разделяющий молодой и поздний вюрм.

По этим данным получается, что в толщах, выстилающих переуглубленные участки трогов верховья Кубани, представлены все слои позднелейстоценового оледенения от первой вюрмской морены до морены завершающей стадии позднеледникового времени. По геоморфологическим, да и по палинологическим признакам это маловероятно. Если принять, что трог выпаханы ледниками максимальных стадий второй половины позднелейстоценового оледенения ( $W_3$ ), то на коренных породах не может лежать морена древнее этого времени. Вероятнее же всего здесь накопились отложения позднеледниковых стадий, чему не противоречат результаты палинологических анализов, которые дают не очень сильные колебания климата.

Не исключена возможность и того, что верхние озерные слои учкуланского разреза с кратковременным климатическим оптимумом относятся к голоцену; перекрывающие их маломощные слои несортированных суглинков не являются мореной главного ледника, а снесены со склона лавинами (лавинно-осыпные и лавинно-пролювиальные отложения голоценовых стадий).

По геоморфологическим признакам в уллукамском и хурзукском разрезах сверху лежит позднеледниковая морена ( $W_4$ ) — поскольку несколькими километрами выше по долине располагается известный уллукамский ригель, на котором вообще нет никаких рыхлых отложений кроме голоценовых. Он подвергался экзарационному воздействию ледника Уллукам чуть ли не до конца позднеледникового времени.

Ниже ригеля в переуглубленном отрезке трога, где брались образцы на палинологические исследования, экзарационное воздействие ледника закончилось раньше, по-видимому, вначале позднеледникового времени. Ледники же второй группы максимальных стадий ( $W_3$  по альпийской схеме) обладали на этом отрезке большей активностью. Они в основном сдирали с коренных пород более ранние рыхлые отложения и оказывали на дно трога экзарационное воздействие, продолжая расширять и углублять его. Аккумуляция рыхлых отложений перед устьем долины Хурзук и ниже по течению могла начаться при сокращении максимальных стадий и продолжалась в позднеледниковое время, когда ледник главной долины отступал, теряя активность в первую очередь на расширенных участках.

Сокращение оледенения шло в виде пульсаций различных ритмов; наиболее крупные из них теперь улавливаются как стадии, разделенные межстадиалами. И если на северо-западе Русской равнины межстадиалы были вполне ощутимы (соминский и более поздние до аллерёда включительно), то почему же в горах можно ожидать иного? Наоборот, большая динамичность ландшафтов гор выражается и в больших колебаниях горных ледников, в развитии которых устанавливаются даже голоценовые стадии.

Наши расхождения в оценке возраста отложений, выполняющих переуглубленные отрезки трогов в верховьях Кубани, помогут разрешить в дальнейшем определения абсолютного возраста.

Вторым ключевым участком при изучении позднеледниковых отложений ( $W_4$ ) может служить долина одного из главных притоков Кубани — р. Теберды. Это то место, где впервые на Большом Кавказе была предпринята попытка применить к изучению рыхлых отложений палеоботанические методы исследования. Анализам были подвергнуты отложения 17—20-метровой террасы, вскрытые естественным обнажением и, как теперь стало ясно, относящиеся к концу позднеледникового времени. Большая же часть рыхлых отложений, заполняющих дно переуглубленного трога ниже курорта Теберды, палеоботаническим исследованиям не подвергалась.

Эта 17—20-метровая терраса, на которой располагается правобережная часть курорта и которую обычно считают одной из ступеней II надпойменной террасы, привлекала внимание ряда исследователей. Она формировалась при значительных колебаниях климата, сопровождавшихся расширением и сокращением оледенения. В ее основании лежит морена Тебердинского ледника, над ней — линза озерных суглинков, перекрытия несортированными щебнисто-валунными отложениями нивально-гравитационного генезиса (с соседнего склона).

Г. К. Тушинский (1949) на основании находок остатков довольно теплолюбивых видов растений в озерных суглинках ошибочно принял эти отложения за межледниковые, что не подтверждается данными геоморфологического и палинологического анализов.

Полученные И. И. Тумаджановым и П. А. Мчедлишвили (1948) спорово-пыльцевые спектры указывают, что отложения, слагающие 17—20-метровую террасу р. Теберды, накапливались во время стадильных колебаний ледника главной долины — вначале в условиях более

холодного, затем быстро теплеющего и вновь быстро холодеющего климата. В нижней морене преобладает пыльца березы (48%) и ивы (20%), меньше сосны (12%), очень мало ели и пихты (4%). В нижних слоях озерных отложений наблюдается убывание пыльцы березы и ивы, резкое увеличение хвойных (до 50%) и появление широколиственных (вначале бука, затем дуба, клена, граба, ильма и орешника, наконец, липы). Вверх по разрезу количество широколиственных быстро увеличивается и примерно в середине озерных отложений достигает максимума (67%) при минимальном количестве пыльцы березы (4%) и ивы (2%), после чего наблюдается обратный ход кривых. Широколиственные сокращаются и выпадают (вначале липа, затем дуб и другие, дольше всех задерживается бук), увеличивается количество пыльцы мелколиственных. В верхних слоях озерных отложений пыльца березы достигает 30%, а в перекрывающих несортированных щебнисто-валунных суглинках — 50%, пыльца ивы — 24%, пыльца ели и пихты сокращается до 4%. Выше в тех же мореноподобных суглинках пыльца березы и ивы вновь начинает уменьшаться, отражая начало нового потепления.

Таким образом, в целом тебердинский разрез фиксирует значительное, но кратковременное потепление, ограниченное временем формирования небольшой линзы озерных отложений и одной террасы (вернее, одной ступени II надпойменной террасы). Как известно, в горных условиях это происходит очень быстро. Например, верхняя мореноподобная толща несортированных щебнисто-валунных суглинков, названная Г. К. Тушинским каракальской мореной, могла накопиться за одну-две, максимум три сотни лет. Об этом наглядно свидетельствуют огромные конусы мореноподобного материала, образовавшиеся в верховьях той же долины у подножия Главного хребта на месте ледяных языков стадии XVII—XVIII вв., которые сократились и отступили отсюда не более 150 лет назад.

О позднеледниковом возрасте морены, залегающей в основании 17—20-метровой террасы, свидетельствуют прежде всего геоморфологические данные. Морена фиксирует последнее значительное наступание Тебердинского ледника, после которого происходили небольшие колебания, относившиеся к голоцену. Предположительно можно сравнить эту стадию оледенения Кавказа с финской стадией (сальпауселькя) северо-запада Русской равнины, которая тоже была завершающей стадией позднеплейстоценового оледенения.

О таком же сходстве говорят и спорово-пыльцевые диаграммы, показывающие проникновение лесов в пределы гор до осевой зоны включительно, чего не должно было быть во время самого позднеплейстоценового оледенения. И. И. Тумаджанов и П. А. Мchedlishvili указывают, что древесная растительность в позднеледниковое время шла «по стопам» за сокращавшимися ледниками и ее расселение происходило быстро. При повторявшемся увеличении ледников широкое распространение получали субальпийские ландшафты.

Долина р. Теберды в пределах курорта интересна и в том отношении, что помогает наметить разграничение голоценовых террас и позднеледниковых. К последним нужно отнести террасы, начиная со II надпойменной, имеющей несколько ступеней. Высоты их здесь от 14—16 до 22 м, при выходе на предгорную равнину — от 6—7 до 10—12 м.

Долина р. Терек. Третьим ключевым участком при изучении позднеледниковых отложений Большого Кавказа может служить переуглубленный отрезок долины р. Терек между Водораздельным и Боквым хребтами, расположенный недалеко от подножия Казбека вдоль

разлома, отделяющего Центральный Кавказ от Восточного. Коренное дно долины располагается здесь много ниже современного и мощность рыхлых отложений достигает 300 м, по геофизическим данным — до 400 м.

Главным отличием верхнетерского разреза от верхнекубанского является резкое преобладание вулканического материала, а также то, что дно переуглубленного участка долины Терека выше пос. Казбеги, занятое заболоченной поймой, до сих пор сохраняет признаки относительного опускания. Следовательно, в этом случае мы имеем дело с переуглубленным участком трога, дно которого продолжает испытывать отрицательные движения. Поэтому в основании рыхлой толщи, к сожалению, не пройденной бурением до конца, могут залегать отложения несколько более древние, чем в рассмотренном выше переуглубленном трого верховий Кубани. Однако, надо полагать, большая часть 300-метровой толщи, выстилающей дно долины Терека выше пос. Казбеги, относится все же к позднеледниковому времени ( $W_4$  по альпийской схеме).

В этом вопросе мы вновь расходимся с другими исследователями, считающими эти отложения древнее. Е. Е. Милановский и Н. В. Короновский (1964) относят большую часть их к так называемой редантской толще, которую они датируют первой фазой (половиной) позднеплейстоценового оледенения<sup>1</sup>. Такая датировка нам кажется маловероятной, так как по непонятным причинам в этом случае на долю второй фазы позднеплейстоценового оледенения остается очень небольшая толща отложений, тогда как именно они и позднеледниковые отложения должны здесь доминировать. А что касается палинологической характеристики ленточнообразных глин в верхней половине разреза, то, свидетельствуя об умеренно прохладном климате, они как раз скорее относятся к концу позднеледниковья и к большей части голоцена. Можно лишь допустить, что на самом дне впадины все же залегает морена самого позднеплейстоценового оледенения, но не древнее его второй половины ( $Q_3^4$  или  $W_3$ ).

Для отложений долины Терека, пройденных бурением выше пос. Казбеги, к сожалению, не было получено убедительной спорово-пыльцевой диаграммы. Однако разрез представляет большой интерес в палеогеографическом отношении, потому что позволяет увязать историю позднеплейстоценового оледенения с вулканической деятельностью. Он свидетельствует о том, что среди позднеледниковых отложений значительную роль играют продукты вулканических извержений — лавы, пепел и другой вулканогенный материал. Эти отложения покрывают склоны и заполняют днища трогов, сформированных ледниками максимальных стадий вблизи молодых центров излияний, сосредоточенных в осевой зоне антиклинория на переходе от Центрального Кавказа к Восточному в полосе поперечного глубинного разлома. На молодой возраст этих трогов ( $Q_3^4$ ), а следовательно, и заполняющих их лав ( $Q_3^4$ — $Q_4$ ) следует обратить внимание и не считать их древнее, чем они есть на самом деле.

Переуглубленные отрезки трогов встречаются в пределах Большого Кавказа весьма часто благодаря приуроченности долинной сети к разломам и полосам сгущения тектонических трещин, что доказывается и геоморфологическими и геологическими методами. Тектонико-экзараци-

<sup>1</sup> Е. Е. Милановский и Н. В. Короновский (1964) различают два оледенения в позднем плейстоцене, называемые ими первой и второй фазой верхнеплейстоценового оледенения, или ранне-верхнеплейстоценовым и поздне-верхнеплейстоценовым оледенением.

онный генезис таких участков, как и трогов в целом, вряд ли может вызывать теперь сомнение. Внешними признаками переуглубленных участков служат расширенность дна и ступенчатость склонов обрамляющих гор. Выявляемая бурением большая мощность рыхлых отложений приурочена, как правило, к местам наиболее резкого проявления разрывной тектоники, а также к местам пересечения разломов и полос трещиноватости различных направлений.

Наряду с большой мощностью рыхлых отложений позднеледникового возраста, залегающих ниже урезом рек, на поверхности дна пользуются широким распространением крупные флювиогляциальные и гляциально-селевые конусы и сочленяющиеся с ними лавинно-осыпные шлейфы. Их слагает грубообломочный материал, обычно плохо окатанный большей частью несортированный, изредка со слабо промытыми прослоями. Палеонтологической характеристики эти отложения еще не получили, но по геоморфологическим признакам отнесены к позднеледниковым, отчасти послеледниковым образованиям. Их дальнейшее изучение поможет правильнее понять условия рельефообразования и осадко-накопления во время сокращения и угасания последнего оледенения.

Значительные скопления позднеледниковых отложений можно встретить, кроме того, по главным долинам северного склона Центрального Кавказа на пересечении ими юрской депрессии. Возникающие в этих местах расширения заняты террасами главным образом позднеледникового возраста, имеющими в отдельных случаях аномально большую высоту (результат возникновения подпруд в ущельях Скалистого хребта).

Заслуживает внимания высокая терраса в долине р. Чегем у южного подножия Скалистого хребта выше каньона в известняках куэстовой зоны, близ с. Актопрак. Высота террасы над рекой до 180 м, мощность слагающих отложений достигает 120 м. Они представлены светло-палево-желтыми тонкослоистыми (на подобие ленточных глин) легкими пористыми карбонатными супесями и суглинками. Вверх по долине суглинки фациально переходят во флювиогляциальные валунно-галечные отложения отступавшего ледника и несортированные лавинно-осыпные отложения склонов, а вниз по долине прислоняются к обвально-оползневым скоплениям, сползшим от крутого склона куэсты и подпрудившим реку. Для всей толщи этих алевро-глинистых озерных отложений (за исключением верхних 10—15 м) характерно присутствие марганцево-кальцитовых конкреций, явившихся предметом специальных исследований. З. В. Тимофеева (1960), проводившая сборы и анализы, указывает, что подобные образования также типичны для позднеледниковых ленточных глин, накапливавшихся в приледниковых озерах Прибалтики, Финляндии, Швеции, Норвегии, отмечены, кроме того, на Алтае и могут считаться генетическими признаками отложений этого возраста.

Подсчетом слоев З. В. Тимофеева определила продолжительность существования Актопракского озера  $16(\pm 5)$  тыс. лет. По геоморфологическим признакам мы считаем приемлемым наименьшее значение из возможных, т. е. 11 тыс. лет (после спуска озера пропиливание озерной толщи шло быстро).

Палинологически актопракская толща долины Чегем остается неизученной, несмотря на ее очевидный интерес.

Обычная высота позднеледниковых террас в долинах Большого Кавказа близка той, которая была указана для Теберды: в высокогорье от 14—16 м до 22—26 м (II и III надпойменные террасы), а при выходе

рек на предгорную равнину от 5—6 до 10—12 м (I и II надпойменные террасы).

На Каспийском побережье с позднеледниковыми стадиями горного оледенения мы синхронизируем позднеледниковые террасы (10—12; 18; 26—28 м), что подтверждается теперь абсолютными датировками, дающими молодой возраст позднеледниковых отложений в Северном Прикаспии.

На большем протяжении Черноморского побережья террас этого времени неизвестно. Позднеледниковые стадии там отмечены погруженными линиями новоэвксинского бассейна.

### 3. Верхнеледниковые отложения

Мы сосредоточим внимание на отложениях позднеледникового оледенения ( $Q_3^{2-4}$ ), так как отложения межледниковой эпохи, предшествовавшей этому оледенению ( $Q_3^1$ ), ее климатического оптимума среди континентальных толщ Большого Кавказа по существу неизвестны. Причину этого нужно искать в слишком слабой палеоботанической изученности территории. Кроме того, отложения ледникового комплекса в количественном отношении доминируют над межледниковыми, особенно в горах, где главная масса рыхлого материала образуется во время ледниковых эпох при многократных стадийных колебаниях климата. Оголенность склонов, отсутствие на огромных площадях залесенности и задернованности во много раз убыстряет процессы размельчения коренных пород и транспортировку продуктов разрушения, т. е. обновление экспозиции (Добродеев, 1966; Щербакова, 1967).

Кроме того, в межледниковые эпохи много обломочного материала оседало внутри гор и мало выносилось к подножиям на равнины. Твердый сток из гор резко сокращался. Происходившая в межледниковые регрессия Каспия вызывала в свою очередь усиление глубинной эрозии впадавших в него рек и не способствовала накоплению рыхлых толщ в долинах. Но и в бассейне Черного моря, испытывавшего межледниковые трансгрессии, на предгорной равнине в климатические оптимумы могли накапливаться лишь маломощные, в основном мелкообломочные отложения и шло активное формирование почв, превратившихся затем в погребенные.

Учитывая все это, следует присоединиться к мнению многих исследователей о том, что террасы горных долин и предгорных равнин Большого Кавказа главным образом связаны с деятельностью древнего оледенения и, как правило, сопоставляются в горной части — с отдельными стадиями, у подножия гор — с группами стадий, на значительном удалении — с эпохами.

Современная изученность позднеледникового оледенения Большого Кавказа — оставленных им отложений и сформированных флювиогляциальных террас — позволит подойти более подробно к стратиграфии этого отрезка времени, чем прежде, когда исследователи выделяли просто верхнечетвертичное, или вюрмское, оледенение.

Г. И. Горецкий (1962) нашел возможным сопоставить палеогеографию Кавказа с альпийской и выделить в верховьях Кубани отложения раннего, среднего, молодого и позднего вюрма, к сожалению, недостаточно обоснованно.

По имеющимся данным, в позднеледниковом оледенении Большого Кавказа достаточно четко различаются два этапа — две группы

стадий с соответствующими комплексами рыхлых отложений и террас, разделенных значительным эрозионным врезом. В общих чертах к тому же выводу пришли Е. Е. Милановский и Н. В. Короновский, выделившие в позднеплейстоценовом оледенении ранне-верхнеплейстоценовую и поздне-верхнеплейстоценовую фазы, а также С. Л. Кушев, различавший в безенгийском оледенении два этапа.

Идя по пути возможных сопоставлений палеогеографии Большого Кавказа с историей соседних бассейнов и Русской равнины, мы будем придерживаться общепринятой индексации: первая группа стадий позднеплейстоценового оледенения —  $Q_3^2$ , вторая группа стадий позднеплейстоценового оледенения —  $Q_3^4$  (ее продолжением и завершением являются вышеразобранные стадии позднеледникового времени —  $Q_3^4$  —  $Q_4^1$ ). Этой индексацией мы уже пользовались в предыдущих главах работы.

Если не возвращаться к вопросу о возможном присутствии морен второй группы стадий на дне переуглубленных отрезков трогов, то оба комплекса отложений и террас появляются в долинах за пределами высокогорной зоны вблизи границ максимального распространения ледников позднеплейстоценового оледенения. Они представлены двумя главными разновидностями: 1) краевыми приледниковыми скоплениями в виде остатков морен и серий флювиогляциальных террас врезания (по Г. И. Горецкому, флювиогляциальных дельт) и 2) террасовыми галечниками (флювиогляциальными террасами в обычном понимании).

Первые из них встречаются на небольших отрезках долин в конце бывших ледяных языков, где появляются аномально-высокие террасы с большим уклоном поверхностей вниз по течению реки и выклиниванием некоторых ступеней. В наиболее типичных случаях, если отложения хорошо сохранились, здесь можно наблюдать пестрое сочетание перемытой морены и флювиогляциальных глыбово-валунно-галечных отложений (в приледниковой фации) с лавинно-осыпными, солифлюкционными и гляциально-селевыми несортированными глыбово-щебнистыми или просто щебнистыми суглинками, местами также с пролювиально-флювиогляциальными галечниками и валунниками.

Мощность отложений весьма различная и изменяется на коротких расстояниях, что объясняется, с одной стороны, условиями накопления (внутри языкового бассейна или на замыкающем его ригеле), с другой стороны, воздействием последующих процессов размыва. В большинстве случаев удастся обнаружить лишь незначительные остатки этого сложного комплекса образований. Лучше других мест они сохранились в долинах Баксана (в устье р. Кестанты и ниже), Терека (в устье р. Арми и ниже), Кубани (выше пос. Эльбрус), Риони (ниже ущелья в передовом хребте, рис. 27). Недостаточно хорошая сохранность краевых комплексов затрудняет определение их генезиса и возраста.

В пределах юрской депрессии северного склона и при выходе из Скалистого хребта для второй группы стадий характерен комплекс приледниковых флювиогляциальных террас с высотами от 50—60 до 150—180 м для первой группы стадий — остатки сильно размывших краевых образований на высотах до 200—300 м.

Ниже по долинам отложения приледниковых скоплений (флювиогляциальных дельт), выравниваясь, переходят в террасовые галечники обычных флювиогляциальных террас. Они отличаются большим однообразием гранулометрического состава, большей промытостью и сортированностью, постепенным исчезновением глыб, затем крупных валунов и т. д. Высоты флювиогляциальных террас снижаются постепенно, отра-

жая общие изменения интенсивности тектонических движений, а не местные изменения гидрологического режима и условий накопления.

Террасовые галечники позднеплейстоценового оледенения расширяют площадь распространения к окраине гор и еще сильнее при выходе в краевые и межгорные прогибы, где прослеживаются до морских побережий. При удалении от подножий гор отложения становятся в основном мелкообломочными — песчаными, супесчаными, суглинистыми.

Палеоботанически и палеозоологически террасы изучены недостаточно, но некоторые данные все же имеются. Используя их, а также различные стратиграфо-геоморфологические признаки, исследователи Большого Кавказа относят к позднеплейстоценовому оледенению в последнее время несколько террас, высоты которых от места к месту существенно меняются в зависимости от тектонического режима.

Высоты террас во-первых, снижаются вниз по течению каждой долины по мере того, как она переходит из одной тектонико-геоморфологической зоны мегаантиклинория в другую и поднятия становятся менее интенсивными, а затем сменяются движениями обратного знака. Во-вторых, высоты одновозрастных террас изменяются по бассейнам рек при переходе из одной долины в другую и весьма существенно при переходе из бассейна Каспийского моря, трансгрессировавшего в эпохи и стадии оледенения, в бассейн Черного моря, которое в позднем плейстоцене испытывало трансгрессии, наоборот, в теплые промежутки времени (межледниковья, межстадиалы).

В результате воздействия различных факторов, связанных с особенностями тектонического и гидрологического режима, по Кавказу получается довольно пестрая картина высот и пространственного распространения позднеплейстоценовых террас. Поэтому следует дать их краткое описание по наиболее изученным ключевым участкам.

Долина р. Кубани находится, пожалуй, в наиболее выгодном положении, так как ее террасы и следы древнего оледенения в этом районе изучаются долгое время, вначале С. А. Яковлевым (1922), А. Л. Рейнгардом (1926, 1932), Н. Н. Соколовым (1930), Г. Ф. Мирчинком (1936) и далее И. Н. Сафроновым (1958, 1961, 1969), Н. К. Верещагиным (1959), Н. А. Лебедевой (1959, 1961), Е. М. Великовской (1960), А. В. Кожевниковым (1961), Г. И. Поповым (1961), Г. Н. Родзянко (1959, 1961), наконец, Г. И. Горецким (1962). Этот неполный перечень исследователей террас Кубани показывает бесспорный интерес района, привлекающего пристальное внимание палеогеографов и четвертичников в течение последних пятидесяти лет.

Как по главной долине, так и по долине ее левого крупного притока р. Теберды позднеплейстоценовые террасы проявляются за пределами высокогорий, где заканчивались ледники максимальных стадий этого времени. По нашим данным, позднеплейстоценовый возраст имеют III—VIII надпойменные террасы с присущими им высотами: в горах (при выходе в юрскую депрессию и ниже по течению) — 32—36, 40—50, 60—70 и 90—95, 100—110, 120—136 м, у подножия гор (район гор. Черкесска) — 14—18, 20—25, 30—36<sup>2</sup> и 45—50, 60—70 м. Три первые относятся ко второй группе стадий позднеплейстоценового оледенения (Q<sub>3</sub><sup>4</sup> или W<sub>3</sub>), остальные — к первой группе стадий того же оледенения (Q<sub>2</sub><sup>3</sup> или W<sub>1</sub>). Три террасы первой группы стадий хорошо выражены у г. Карачаевска (городской парк). На пересечении юрской депрессии они сни-

---

<sup>2</sup> У подножия гор 32—36-метровую террасу выделяют не все исследователи, что путает порядковые номера следующих террас.

жаются примерно на  $\frac{1}{5}$  своей высоты, а при выходе на предгорную равнину почти вдвое<sup>3</sup>. При этом происходит слияние VI и VII террас (90—95 и 100—110-метровой) в один уровень, и на предгорной равнине остаются две террасы этого возраста ( $Q_3^2$ ).

III, IV, V надпойменные террасы, имеющие в горах высоту 32—36, 40—50 и 60—70 м, прослеживаются обычно до краевых (включительно) приледниковых образований второй группы стадий позднеплейстоценового оледенения. При выходе на предгорную равнину в окрестностях г. Черкесска наибольшую площадь распространения и наибольшее стратиграфическое значение из них имеет, по общему признанию, IV надпойменная терраса, высотой 20—25 м, сложенная галечниками. В литературе она получила название черкесской.

Г. И. Горецкий (1962) проследил непосредственно в поле снижение террас от подножия гор в глубь предгорных прогибов и происходящее при этом сближение, а затем слияние некоторых уровней. С черкесской террасой сливаются две другие террасы той же второй группы стадий позднеплейстоценового оледенения и остается для этого времени одна главная, которая у Краснодара считается I надпойменной террасой; она имеет здесь высоту 4—5 м.

Среди террас, относимых нами к первой группе стадий позднеплейстоценового оледенения, в окрестностях г. Черкесска доминирует 40—50-метровая терраса, которая одними считается IV, другими (нами в том числе) V надпойменной. Снижаясь вниз по течению реки (при этом с ней сливается более высокая терраса), она у Краснодара имеет высоту всего 10 м и становится II надпойменной террасой. За ней в литературе закрепилось название краснодарской.

Г. И. Горецкий придает и черкесской и краснодарской террасам большое стратиграфическое значение. Это же явствует из работ многих других авторов. И. Н. Сафронов (1956), а также А. В. Кожевников (1961, 1962) относят черкесскую террасу к вюрму, краснодарскую — к рессу, что существенно расходится с нашей датировкой. Г. И. Горецкий нашел возможным несколько омолодить краснодарскую террасу по сравнению с указанными авторами, отнеся ее к концу ресса и ресс-вюрму (микулинскому межледниковью).

Главное стратиграфическое различие карачаевской и краснодарской террас — наличие на последней покрова лессовидных суглинков с погребенными почвами служит одним из главных доводов против отнесения краснодарской террасы к позднему и за отнесение ее к среднему плейстоцену, к рессу альпийской стратиграфической схемы. Но учитывая, что лессовидный покров мог сформироваться за вторую половину позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ) и что ископаемые почвы могут быть межстадиальными, мы все же относим эту террасу, как и другую, близкую ей в районе г. Черкесска, к первой группе стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^2$ ).

Другим основанием для определения возраста краснодарской террасы служат палеозоологические находки у г. Кропоткина в карьере Гирей и в окрестностях Краснодара — в карьере Красный Ключ. Присутствие костных остатков не только животных верхнепалеолитического комплекса, но и некоторых животных хазарского фаунистического комплекса мешало палеонтологам дать определенный ответ о вюрмском

<sup>3</sup> Другие исследователи, как И. Н. Сафронов и А. В. Кожевников, считают, что относительные высоты террас при переходе из гор на равнину не претерпевают значительных изменений.

(Мирчинк, 1932) или риском (Громов, 1948) возрасте отложений, слагающих II надпойменную террасу Кубани в этих районах. Нам думается, что данные о некотором омоложении хазарского и верхнепалеолитического комплексов (Величко, 1961) говорят скорее в пользу первого, а не второго решения. Во всяком случае палеонтологические данные по карьере Гирей и карьере Красный Ключ не противоречат отнесению краснодарской террасы к первой половине позднеплейстоценового оледенения.

О том же говорит Ильская стоянка (на р. Иль в 40 км к юго-западу от Краснодара). Здесь на II надпойменной террасе высотой 10 — 15 м в нижней погребенной почве перекрывающих ее делювиальных суглинков обнаружена стоянка палеолитического человека с каменными орудиями. С. Н. Замятнин (1934) относит эти орудия к среднему мустье, а В. А. Городцов (1940) — к солютре. Если аллювий, слагающий террасу, был вынесен из гор в первую половину позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^2$ ), то во время последующего, по-видимому, достаточно длительного перерыва на поверхности террасы могло возникнуть это поселение. Культуры ориньяк и солютре, по современным представлениям (Марков, Величко, 1967), существовали в течение второй половины валдайской эпохи ( $Q_3^4$ , начало  $Q_4$ ). В остатках животных встречены кости пещерного медведя, мамонта, дикой лошади и многих других представителей верхнепалеолитического фаунистического комплекса. В. В. Чердынцев определял вначале абсолютный возраст этого культурного слоя в 39 тыс. лет (Верещагин, 1959). Судя по этой датировке, можно сделать предположение о том, что первая группа стадий позднеплейстоценового оледенения произошла в интервале 70—50 тыс. лет назад (в грубом приближении). После этого начался длительный перерыв, в течение которого оледенение не исчезало, но значительно уменьшилось в размерах и вынос материала из гор ослабевал. Рыхлые продукты выветривания концентрировались в горных долинах, на предгорной равнине формировались делювиальные суглинки и почвы.

Немалое значение при определении возраста речных террас имеет и их сопоставление с морскими террасами соседних бассейнов; оно тоже говорит в пользу нашего мнения.

Черкесская терраса, по данным Г. И. Горецкого (1962), переходит в аланскую, или сурожскую, террасу Азово-Черноморского бассейна, которую мы датировем межстадиалом конца второй половины валдайского оледенения (перед позднеледниковым временем). Краснодарская же терраса сопоставляется Горецким с гирканской регрессией, а Г. Н. Родзянко (1961) и Г. И. Поповым (1961) с карангатской трансгрессией Черного моря. В обоих случаях эта терраса не древнее позднеплейстоценового оледенения, но, по-видимому, ближе к истине два последних автора, так как карангатская трансгрессия развивалась при таянии ледников первой группы стадий (первой половины) позднеплейстоценового оледенения.

Нельзя не признать, что по уяснению стратиграфии позднеплейстоценовых отложений долины Кубани и Кубанского краевого прогиба сделано многое. Еще больше предстоит сделать в будущем как в отношении точной увязки террас со стадиями оледенения и межстадиалами, с морскими регрессиями и трансгрессиями, так и в отношении палеоботанической, палеозоологической и палеопочвенной характеристик отложений.

Долина р. Баксан не имеет палеонтологически охарактеризованных плейстоценовых, в том числе позднеплейстоценовых отложений.

Но достаточно ясные стратиграфо-геоморфологические признаки позволяют выделить в горах и на предгорной равнине террасы обоих максимумов позднеплейстоценового оледенения. Их высоты близки к тем, которые указывались для Кубани. По-видимому, это объясняется сходством неотектонического режима пересекаемых территорий — полосы Тырнаузского разлома, затем Лабино-Малкинской моноклинали и подножий гор, где еще не сказывается влияние различных морских бассейнов.

Краевые приледниковые образования в долине Баксана приурочены к участку пересечения Скалистого хребта. Их худшая, чем в долине Кубани сохранность, несколько возмещается наличием двойного ригеля в устье р. Кестанты с высотой нижней ступени до 80—100 м (валуны и галька на поверхности) и верхней ступени до 200—220 м; возраст ступеней ригеля определяется второй и первой половиной позднеплейстоценового оледенения.

Ко второй группе стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ) относится серия террас высотой до 120—130 м и гряда глыб на правом склоне (от 120 до 180 м) при выходе из ущелья, которым Баксан прорезает Скалистый хребет.

К первой группе стадий ( $Q_3^2$ ) относятся, по-видимому, следы размытых высоких террас валунами и глыбами выветрелых гранитогнейсов, сохранившихся у левого склона главной долины выше устья р. Гунделен и с. Джанхотеко. Возможно, это остатки приледниковых краевых образований (флювиогляциальной дельты) того времени.

Из террас второй половины позднеплейстоценового оледенения в горах хорошо выражена джанхотекская, имеющая в районе селения того же названия высоту 35—40 м и понижающаяся к подножиям гор до 20—24 м. С известной долей вероятности она сопоставляется с черкесской (IV надпойменной) террасой долины Кубани. В районе селений Кызбурун (Кызбурун-2) 20—22-метровая терраса долины Баксан тоже является IV надпойменной. К ней прислонены террасы: III надпойменная — 15—16 м, II надпойменная — 10—12 м и I надпойменная — 6—8 м. Сама же она прислонена к более высокой V надпойменной террасе высотой 32—36 м.

Все эти террасы Баксана сложены у подножия гор валунно-галечными отложениями с гравийно-песчано-суглинистым заполнителем и лишены покрова лессовидных суглинков, что подтверждает их отношение ко второй половине позднеплейстоценового оледенения, если продолжать аналогию с террасами Кубани.

Над этим комплексом низких террас прослеживаются две более высокие террасы с покровом лессовидных суглинков: VI надпойменная — 40—45 м и VII надпойменная — 55—65 м, дающие обнажения выше с. Кызбурун-2. Они отнесены нами к первой половине позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^2$ ) на том основании, что по строению и высотам хорошо сопоставляются с VI надпойменной, или краснодарской, и VII надпойменной террасами долины Кубани, имеющими тот же покров лессовидных суглинков, столь резко отличающей их от более низких террас.

Долина Терека интересна в том отношении, что дает представление о большом диапазоне возможных изменений высоты разновозрастных террас в различных бассейнах и на протяжении одной и той же долины.

Террасы максимальных стадий позднеплейстоценового оледенения получили здесь развитие, начиная с Джераховской котловины, находя-

щейся у южного подножия Скалистого хребта в пределах юрской депрессии. В рельефе четко выражены две высокие террасы, разделенные крутым уступом и сложенные преимущественно валунным материалом. Главная из них — 160—180-метровая. С ней сочленяются моренные холмы свежего облика и делювиально-солифлюкционные суглинки склонов долины р. Армхи. Отобранные из отложений образцы показали присутствие единичных зерен пыльцы и спор, по которым можно судить лишь о четвертичном возрасте отложений. Однако малое количество пыльцы, возможно, свидетельствует о том, что формирование террасы происходило в один из максимумов похолодания, когда снег, фирн и лед доминировали в ландшафтах гор, вытесняя лесную, субальпийскую и альпийскую растительность к подножиям.

Возраст 160—180-метровой террасы определялся различно. А. Е. Кривоуцкий снижал его до нижнего плейстоцена. Но еще В. П. Ренгартен (1932) считал террасу вюрмской, что признается и другими исследователями. Е. Е. Милановский и Н. В. Короновский (1964) относят отложения, слагающие террасу, к редантской свите и датируют их первой фазой вюрмского оледенения.

Террасы долины Терека перед Скалистым хребтом, как и моренные всхолмления над ними, несмотря на большую относительную высоту, имеют удивительно свежий морфологический облик, который не мог бы сохраниться в горах за долгое время чередования многих стадий оледенения с межстадиалами. Большая относительная высота террас подчеркивает тектоническую подвижность района, усиленную гляциоизостатическим воздействием.

По нашим наблюдениям, 160—180-метровая терраса относится к второй половине (второй группе стадий) позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ) или к молодому вюрму —  $W_3$  по альпийской схеме. К этому же времени, к более поздней стадии относится и 70—80-метровая терраса, прислоненная к высокой. Возможно, близ устья р. Армхи в один из максимумов заканчивался ледник главной долины и формировалась флювиогляциальная дельта. Наряду с изменением тектонического режима это является второй причиной быстрого снижения высоты террас вниз по долине. В Балтинской продольной депрессии высота тех же террас, заполняющих дно расширения, — от 40 до 70 м, следовательно, на расстоянии 10 км они снижаются в два раза.

Ниже по течению до Редантской депрессии включительно высоты террас изменяются мало, а затем в районе г. Орджоникидзе они круто понижаются и сходят к плоскому дну Осетинской депрессии. Вполне возможно, что в ее центральной части валунно-галечные отложения залегают покровно, чаще же, по-видимому, наблюдается сочетание покровного залегания с частичным размывом.

Свидетельством того, что по долине р. Терек и по соседним долинам в Осетинскую впадину выносился грубообломочный временами несортированный материал, служат следующие факты: во-первых, по плоскому дну впадины встречаются глыбы гранита на большом удалении от подножия гор (в 30 км и дальше). Столь интенсивный вынос грубообломочных продуктов разрушения из высокогорья на равнину логично связывать с деятельностью древнего оледенения, возможно, также обильных талых вод непостоянного режима, превращавшихся временами в гляциальные сели.

Во-вторых, при выходе в Осетинскую впадину соседней с Терек долины р. Гизельдон позднеплейстоценовые отложения представлены несортированными валунными суглинками—мореной либо мореноподоб-

ными гляциально-селевыми скоплениями. Рельеф этого участка слабо всхолмленный с продольными валами. Река врезана на глубину порядка 12 м. Поверхность террасы имеет общий наклон от подножий гор внутрь впадины и, выравниваясь, переходит в ее плоское дно. Выше по течению реки в горной части долины, в Балтинской продольной депрессии несортированные валунные суглинки слагают 60—70-метровую террасу. Молодой возраст отложений очевиден по свежести микрорельефа, по условиям их залегания и по аналогии с отложениями Терской долины в той же Балтинской депрессии, где наблюдается слияние высоких террас Геналдона с террасами Терека. Они не древнее второй половины позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ).

Долина р. Сулак и четырех Койсу заслуживает внимания в связи с близостью к Каспийскому бассейну, с которым она имеет непосредственную связь в низовьях и высокое стояние уровня которого не могло не сказаться на формировании флювиогляциальных террас.

А. В. Кожевников (1964) и Д. А. Лилиенберг (1959), изучавшие террасы р. Сулак от Хадумского ущелья до прибрежной аккумулятивной равнины, указывают, что в предгорном прогибе (Сулакском участке Терско-Дагестанского прогиба) террасовые галечники и галечно-песчаные отложения переходят в покровы, фациально сочленяющиеся с лиманно-морскими отложениями; в залегании отложений наблюдаются «ножницы». Прослеживая переход террасовых галечников в морские палеонтологически охарактеризованные слои, можно определить возраст террас в сопоставлении с бассейнами Каспия.

К раннехвалынскому времени указанными авторами отнесены IV и V надпойменные террасы, которые на пересечении хребта Сыхир-Гох имеют высоты 10—12 и 20—25 м, а к Хадумскому ущелью повышаются до 60 и 90—96 м. Более высокие террасы теми же авторами отнесены к среднему и нижнему плейстоцену, самая высокая — к верхнему апшерону.

Раннехвалынские террасы Сулака можно проследить в Горном Дагестане по долинам Койсу. Лучше всего они выражены в долине Казикумухского Койсу в среднеюрской депрессии, отделяющей Боковой хребет от Известкового Дагестана. В комплексе низких террас здесь главенствует 70—90-метровая терраса, имеющая высокий цоколь и покров из валунно-галечного материала (валуны диаметром до 1 м), плохо промытого и слабо сортированного. Терраса имеет свежий морфологический облик, в ее поверхности выделяются четыре ступени, разделенные невысокими уступами, и к ней прислонена терраса высотой около 60 м.

Формирование главной террасы со всеми ее уступами следует синхронизировать с раннехвалынской, точнее, среднехвалынской трансгрессией — временем накопления шоколадных глин в Прикаспийской низменности, когда высокое стояние воды в Каспии было длительным и относительно стабильным. Подъем уровня на 70 м должен был вызывать подпруживание рек, способствуя боковому размыву (Маккавеев, Хмелева и др., 1961).

Выше по долине, у северных подножий Бокового хребта с этой террасой сочленяются следы последнего максимума (второй группы стадий) позднеплейстоценового оледенения —  $Q_3^4$ , что может служить одним из доказательств синхронности этих стадий со среднехвалынской трансгрессией — временем накопления шоколадных глин в Прикаспии.

К первой группе стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^2$ ) мы относим в долинах Койсу террасы высотой от 110—120 до 150—160 м,

которые сохранились местами в пределах среднеюрской депрессии над собственно хвалынскими террасами и образуют переходные ступени к еще более высоким среднеплейстоценовым террасам.

К а с п и й с к о е п о б е р е ж ь е. При разработке стратиграфии континентальных толщ восточной половины Большого Кавказа важным ориентиром служат палеонтологически охарактеризованные морские отложения и морские террасы Каспия. Их значение, естественно, возрастает по мере приближения бассейнов рек к берегам водоема, где легче проследить переход флювиогляциальных и речных террас в морские.

Позднеплейстоценовые террасы Каспийского моря до сих пор отождествляют с хвалынскими террасами, и поскольку позднехвалынские террасы тяготеют к позднеледниковому времени, то к самому позднеплейстоценовому оледенению можно уверенно отнести террасы раннехвалынского бассейна.

Обычно выделяют три, максимум четыре раннехвалынские террасы. П. В. Федоров (1957) указывает, что на всем Кавказском побережье Каспия особенно хорошо выражены две террасы этого возраста высотой 47—49 и 73—75 м, которые отмечают два этапа в развитии бассейна; другие сохранились плохо. Первую из них он связывает со временем накопления шоколадных глин в Северном Прикаспии. В таком случае ее можно отнести к среднехвалынскому этапу и, следовательно, ко второй группе стадий позднеплейстоценового оледенения. Но это не дает еще права сопоставлять более высокую хвалынскую террасу с первой группой стадий позднеплейстоценового оледенения. Возможно, она относится тоже ко второй группе стадий, а к первой группе стадий — террасы, называемые позднехазарскими.

Н. Ш. Ширинов (1965) в апшеронской нефтеносной области выделяет три раннехвалынские террасы: 38—43, 48—53, 68—73 м и две позднехазарские — 88 и 103—108 м. Возможно, как те, так и другие нужно относить к эпохе позднеплейстоценового оледенения и датировать соответственно второй и первой группой стадий.

Д. А. Лилиенберг (1962) выделяет в долинах рек подножий Юго-Восточного Кавказа двенадцать террас высотой от 1—1,5 до 250—260 м и среди них отмечает 55—60-метровую «опорную» террасу, присутствующую во всех долинах и отличающуюся удивительным постоянством (была отмечена, как таковая, еще С. А. Ковалевским). Лилиенберг проследил эту террасу по нескольким долинам до 50-метровой террасы морского побережья, охарактеризованной раннехвалынским комплексом моллюсков. Таким образом, позднеплейстоценовый возраст этой «опорной» террасы долин рек, открывающихся к Каспию по юго-восточной окраине Большого Кавказа, несомненен. Она может являться здесь маркирующей для второй группы стадий позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ).

Выше поднимаются террасы: 75—80, 100—120, 140—160, 180—200, 220—240, 250—260 м. Которые из них относятся к первой группе стадий позднеплейстоценового оледенения и где нужно провести границу между поздне- и среднеплейстоценовыми террасами, решить нам представляется сейчас весьма затруднительным, потому что сопоставлять речные террасы с морскими по высотам было бы ошибочным, а других данных пока нет.

Говоря о границе среднего и позднего плейстоцена у подножия Юго-Восточного Кавказа, нельзя не сослаться на известное Бинагодинское захоронение, где на хазарской террасе в закированных пластах сохранилась богатейшая фауна, к сожалению, лишенная остатков слонов, бизоньих и некоторых других важных для стратиграфии животных.

Большинством геологов и палеонтологов ее возраст определяется не моложе росс-вюрма (Бурчак-Абрамович и Джафаров, 1955) и это пока может служить некоторым палеонтологическим основанием для проведения границы между средним и поздним плейстоценом где-то в верхах хазарских отложений.

Интересные данные по стратиграфии четвертичных толщ получены в последние годы для Верхнекуринской депрессии и ее горного обрамления в связи с археологическими исследованиями в Южной Осетии (Колбутов, 1960; Любин и Колбутов, 1961).

Многочисленные находки (в первичном залегании, чаще в переотложенном состоянии) каменных орудий палеолитического человека двух культур (кроме металла — мустьерской и ашельской — могут служить основой разграничения средне- и позднеплейстоценовых отложений, если признать, как это делают сейчас многие ученые (Марков, Величко, 1967), что развитие культуры мустье происходило в позднем плейстоцене в микулинское межледниковье и первую половину валдайской ледниковой эпохи ( $W_1$ ), а культуры ашель — в среднем плейстоцене.

Тогда к позднему плейстоцену по северному борту Верхнекуринской, или Гори-Мухранской, депрессии нужно отнести две толщи отложений, отвечающие двум этапам развития позднеплейстоценового оледенения. Более древняя из них включает каменные орудия мустьерской культуры<sup>4</sup> и датируется первой половиной позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^2$ ). Этому не противоречат определения абсолютного возраста образцов, отобранные из пещеры Цон. Вторая, более молодая толща, в археологическом отношении немая, но залегающая непосредственно над мустьерскими слоями, отлагалась во вторую половину позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^4$ ). Косвенным подтверждением такого возраста верхней толщи служит палеозоологическая характеристика слоя 2 из пещер Кударо, с которыми ее синхронизируют археологи. По определению Н. К. Верещагина (1957), все животные из отложений, перекрывающих слои с каменными орудиями мустье, относятся к верхнепалеолитическому комплексу, обитавшему до конца позднего плейстоцена.

Черноморское побережье. Переходя к бассейну Черного моря, мы сталкиваемся с новыми затруднениями при определении места отдельных террас в истории горного оледенения и при разграничении комплексов террас позднего, среднего, нижнего плейстоцена и позднего плиоцена. Дело осложняется тем, что максимумы похолоданий позднего плейстоцена отмечены здесь регрессиями и, следовательно, погруженными береговыми линиями, к систематическому изучению которых приступили недавно. Террасы же приходится на потепления и интенсивное таяние льдов. Они тоже отмечают эпохи и группы стадий оледенения, но с сильным запозданием. Их формирование завершается в межледниковья и крупные межстадиалы, когда гляциоэвстатические колебания Мирового океана дают пики. Отдельные же стадии и небольшие межстадиалы отмечены погруженными линиями.

На Черноморском побережье Кавказа к позднему плейстоцену большинство исследователей относят гирканскую регрессию и две карангатские террасы с высотами 10—14 и 20—25 м. Вряд ли будет правильным сопоставлять карангатские террасы с межледниковьем позднего плейстоцена, именуемым на Русской равнине микулинским ( $Q_3^1$ ). Скорее всего, каждая из этих террас связана со временем устойчивых потеп-

<sup>4</sup> Археологи отмечают, что древний мустье в Южной Осетии отсутствует и представлен в основном зрелый мустье, который можно синхронизировать с первой половиной валдайского времени.

лений крупных межстадиалов позднплейстоценового оледенения и длительным таянием ледников в горах. Подтверждением этому служат некоторые факты. Во-первых, А. В. Кожевников отметил в долине Гумисты налегание морских карангатских отложений на флювиогляциальные галечники и обратил внимание на то, что трансгрессия развивалась по мере таяния ледников Кавказа. Во-вторых, А. Р. Гептнер и П. В. Федоров (1962) проследили сочленение континентальных отложений окрестностей Цебельды с морскими слоями и убедились в том, что накопление несортированных суглинков этого района предшествовало формированию высокой карангатской террасы.

Мы согласны с мнением исследователей, связывающих образование цебельдинских континентальных отложений с деятельностью большого горного оледенения, но относим их не к средне-, а к позднплейстоценовому оледенению и считаем, что они не могли образоваться ранее его первой половины (первой группы стадий). Тогда и высокая карангатская (собственно карангатская) терраса не могла сформироваться раньше, чем в начале перерыва ( $Q_3^3$ ), разделившего позднплейстоценовое оледенение на две части. Отмечавшиеся В. И. Громовым на поверхности цебельдинских несортированных суглинков отщепы ориньякской культуры в первичном залегании и отщепы мустьерской культуры в переложженном состоянии подтверждают молодой возраст отложений.

Низкая карангатская терраса, или сурожская, имеет возраст еще более молодой и относится к концу второй половины (второй группы стадий) позднплейстоценового оледенения, к достаточно теплomu межстадиалу, означавшему переход к позднледниковому времени (возможно, синхронному аллерёду).

Д. В. Церетели (1966) на всех прилагаемых к работе профилях отнес к позднему плейстоцену также узунларскую или древнеэвксинско-узунларскую террасу высотой 35—45 м, что подтверждается геоморфологическими наблюдениями на Черноморском побережье Кавказа (устье р. Бзипи) и что не противоречит находкам на этой террасе отщепов культуры позднего мустье. Верхнелейстоценовый возраст узунларской террасы нам представляется более правильным, чем среднелейстоценовый (вторая половина рославлевского межледниковья — начало московского оледенения), указанный в таблицах той же работы Церетели и принятый во II томе монографии К. К. Маркова, Г. И. Лазукова, В. А. Николаева (1965).

Конечно, высказанные здесь предположения могут рассматриваться только как предварительные до тщательной проверки их определениями абсолютного возраста. Однако пересмотр имеющихся датировок черноморских террас необходим в связи с тем, что прежде не была учтена многостадийность позднплейстоценового оледенения и наличие в нем длительных межстадиалов. Надо думать, что не все они были зафиксированы наблюдениями, о чем говорят детальные исследования А. Б. Островского (1966, 1967, 1968), выделившего при изучении отложений переуглубленных устьевых отрезков долин еще не менее двух трансгрессий: ашейскую — между раннекарангатской и узунларской и шапсугскую — между узунларской и древнеэвксинской. По-видимому, шапсугская трансгрессия происходила в менее теплый межстадиал и потому не отражена террасой на морском побережье. Ашейская терраса (Островский, 1968) имеет высоту к югу от Туапсе 45—47 м и располагается в профилях между узунларской и высокой карангатской террасами. На основании повсеместного развития на ней красноцветной коры выветривания А. Б. Островский и А. П. Щеглов (1969) отнесли ашей-

скую террасу к одинцовскому, а кору — к микулинскому межледниковью. Согласиться с этим трудно.

Во-первых, накопление морских отложений и образование на них красноцветной коры могло произойти в одну и ту же продолжительную и теплую межледниковую эпоху: вначале при активном таянии ледников сформировалась терраса, а в климатический оптимум — красноцветная кора выветривания. Во-вторых, не могла ли эта красноцветная кора быть смыта с более высоких узунларской и древнеэвксинской террас, на которых она тоже присутствует, но спорадически. Во всяком случае, ашейскую террасу следует тоже отнести к позднему плейстоцену и датировать ее не древнее, чем позднеплейстоценовой межледниковой эпохой ( $Q_3^1$ ).

Итак, вопрос о нижней границе позднеплейстоценовых отложений на Черноморском побережье остается открытым, как, впрочем, и на Каспийском побережье.

Открытым также остается вопрос об изменении или, наоборот, стабильности высот одновозрастных морских террас вдоль Кавказского побережья. Вывод П. В. Федорова (1961) о выдержанности высоты террас не только на берегах Большого, но и Малого Кавказа кажется маловероятным.

Не менее сложным является сопоставление террас горных долин (Бзипи, Кодори, Ингури, Цхенисцкали, Риони) и следов оледенения, оставленных различными стадиями и эпохами, с трансгрессиями и регрессиями Черного моря. Палеонтологических оснований для этого почти нет, а проследить в поле переход флювиогляциальных террас в морские очень трудно, высоких же просто невозможно. Поэтому при такого рода сопоставлениях вкрадываются различные ошибки, которые трудно проверить, и мнения авторов часто расходятся, поскольку с распространением разновозрастных морен в горах остается много неясного и датировки морских террас продолжают вызывать сомнения.

Схему сопоставления ледниковых событий в горах с фазами развития Черноморского бассейна предложил в последние годы Д. В. Церетели (1966). В ней детально разобраны стадии отступления ледников позднеледникового и послеледникового времени, сопоставленные со стадиями отступления вюрмского оледенения в Альпах (бюль, гшнитц, даун, эгесен, фернау), но не учтена многостадийность самого позднеплейстоценового, как и среднеплейстоценового оледенений.

Проведя сопоставление флювиогляциальных террас горных долин с террасами абхазского побережья, Церетели обращает внимание на их повышение в пределах гор, вызываемое большей интенсивностью поднятий — в полтора, два раза и больше. Этой точки зрения о закономерном снижении высоты террасы вниз по течению долин и при выходе к подножиям придерживаются сейчас многие исследователи.

Резким диссонансом к этому звучит мнение Дж. И. Мамадзе и А. П. Макацария (1968). Они дают детально разработанную стратиграфию морских террас холмистой полосы Колхидской низменности, увеличивая их число до десяти: две голоценовые (1,5—2; 3—5 м), две карангатские (10—15; 20—25 м), узунларская (30—40 м), две древнеэвксинские (50—60; 70—80 м), три чаудинские (100—110; 120—140; 160—180 м). Но при сопоставлении речных террас с морскими Мамадзе и Макацария допускают грубую ошибку, и у них получается, что на участках слияния пойменные террасы Риони и Цхенисцкали коррелируются с раннедревнеэвксинской террасой Черного моря, хотя поймы всех долин и на всех участках представляют собой всегда самое молодое, отчасти современное образование.

В пределах Колхидской низменности, во внутренних частях межгорного прогиба отложения всех выделенных бассейнов переходят в покровное залегание и общая мощность четвертичных отложений достигает 400 м. Церетели отмечает наличие трех-четырех торфяных прослоев в голоценовых отложениях этой толщи, которым он придает стратиграфическое значение и увязывает с ними голоценовые колебания ледников Большого Кавказа.

#### 4. Среднеплейстоценовые отложения

Отложения среднего плейстоцена занимают центральное положение в системе рыхлых толщ Большого Кавказа и по формальным признакам и по существу. Они характеризуются большой мощностью, в среднем значительно превосходящей мощность позднеплейстоценовых отложений, и грубообломочным составом, отличающим их от нижнеплейстоценовых отложений.

Гранулометрический состав континентальных отложений резко изменяется в сторону укрупнения на переходе от бакинских к нижнехазарским, гюргянским слоям в пределах Апшеронского полуострова, а мощность хазарских отложений в Восточнокуринской впадине почти в три раза превосходит мощность хвалынских отложений. Вдоль кавказского побережья Каспия нередко можно видеть морские террасы с маломощным покровом хвалынских галечников, но с высоким цоколем из хазарских отложений (южнее Махачкалы).

О большом количестве рыхлых продуктов, вынесенных из гор к подножиям и в прогибы, говорит также большое количество террас на предгорных равнинах и значительная мощность покрывающих их валунно-галечных толщ.

Каспийское побережье. Среднеплейстоценовые отложения и террасы лучше изучены на побережье Каспия, хотя и здесь остается много неясного и продолжают возникать новые осложнения. Количество выделяемых разными авторами морских хазарских террас со временем увеличивается. Если П. В. Федоров (1957) выделял на побережье Дагестана надежно установленные три раннехазарские террасы и отрицал наличие позднехазарских террас, то согласно данным Г. И. Рычагова (1970) по Дагестану и Н. Ш. Ширинова (1965) по Апшеронскому полуострову число всех хазарских террас нужно увеличить до шести-семи (табл. 6).

Рычагов утверждает на основании анализа моллюсков, а также минералогических, палинологических и геоморфологических данных, что две террасы из трех, по Федорову раннехазарских, датируются на самом деле верхним, или поздним хазаром, причем между ними есть еще одна того же возраста. Ширинов к верхнему хазару относит пока две террасы, но число раннехазарских увеличивается до пяти.

Нужно также отметить, что возрастает не только общее количество хазарских террас, но и охватываемый ими высотный интервал, который теперь равен уже 250 м (по Ширинову, от 88 до 338 м); он в три с половиной раза превосходит высотный интервал, охватываемый хвалынскими террасами (до 70 м). Такое увеличение количества и высот хазарских террас идет в основном за счет присоединения к ним террас, относимых прежде к урунджинскому и верхнебакинскому времени. Следовательно, происходит снижение границы между средним и ранним плейстоценом Прикаспия.

## Террасы Каспия

Побережье Дагестана				Апшеронский полуостров		
Геологический возраст	абсолютный возраст по радиоуглеродному и термо-люминесцентному методам*	относительные высоты, м		относительные высоты, м		геологический возраст
		по П. В. Федорову (1957)	по Г. И. Рычагову (1970)	по П. В. Федорову (1957)	по Н. Ш. Ширинову (1965)	
Новокаспийский	2400 ± 120 лет 6400 ± 90 лет	3,2—3,7 6,0—6,5		6	6	новокаспийские
Позднехвалынские	9000 лет 12 200 ± 240 лет 15 000 ± 300 лет	11—12 16—17 26		11—12 18 28	11—12 18 28	позднехвалынские
Раннехвалынские	1800 лет	47—48 73—78		48—53 68—78	38—43 48—53 68—73	раннехвалынские
Позднехазарские	88 000 лет	морфологически не выражены	108—113 128—133 153—158	морфологически не выражены	88 103—108	позднехазарские
Раннехазарские и позднебакинские	230 000 лет	110—120 148—158 198—203 248—253 310 330		108—118 148—153 168—188 208—228 330	153—158 183—188 228 263—268 338	раннехазарские

\* По П. А. Каплину и др. (1971) и Х. А. Арсланову (1972).

Еще более сложной проблемой стал в последнее время вопрос о границе среднего и позднего плейстоцена и о подлинном возрасте хазарских трансгрессий. В лаборатории географического факультета Московского университета радиоуглеродным методом получены слишком небольшие датировки раковин моллюсков, отобранных из хазарских отложений, резко несоответствующие господствовавшим до сих пор представлениям. Хотя они и требуют многократных проверок, но все же заставляют серьезно задуматься о более точном проведении границы между средним и нижним плейстоценом в Прикаспии. Не может ли верхний хазар сопоставляться с начальными стадиями позднеплейстоценового оледенения ( $Q_3^2$ ). Х. А. Арсланов термо-люминесцентным методом получил возраст позднехазарских отложений в 88 тыс. лет (доклад на четвертичной комиссии 31 октября 1972 г.

По долинам коротких рек Юго-Восточного Кавказа, имеющих крутое падение русел, например, р. Кусарчай, количество террас быстро увеличивается вверх по течению в связи с их расщеплением по мере усиления темпа тектонических движений. Б. А. Будагов (1967) выделяет в нижнем течении р. Кусарчай, на отрезке, где река врезана в Кусарскую наклонную равнину, до 28 террас с высотами до 500—550 м. Коррелируя их с палеонтологически охарактеризованными морскими слоями,

можно прийти к выводу, что примерно половина террас Кусарчая относится к хазарскому времени.

Выделение в низовье р. Самура только двух хазарских террас (Кожевников, 1964), даже при учете иного тектонического режима местности, нам представляется недостаточным. Не следует ли с этих позиций пересмотреть возраст более высоких террас, отнесенных здесь к бакинским?

В горной части бассейна Самура в расширениях долин Койсу (Казакумукского, Аварского, Андийского) на пересечении среднеюрской депрессии сохранились очень высокие террасы, поднимающиеся над позднеплейстоценовыми комплексами. Они сильнее видоизменены эрозией и склоновыми процессами, но местами образуют значительные массивы (рис. 34), имеющие вид слабо расчлененных «прилавок», прислоненных к склонам окружающих гор. Намечаются два комплекса террас с высотами около 220—280 и около 450—500 м над урезом рек. Мы относим их к максимальному среднеплейстоценовому оледенению и условно синхронизируем с хазарским бассейном. Этому не противоречит большая высота террас, поскольку палеонтологически охарактеризованные хазарские террасы побережья превышают 300 м, хотя находятся не в горах, а у борта депрессии.

Среднеплейстоценовые высокие уровни четко выражены также по долине р. Аргун в Шатойской котловине и при выходе этой реки из гор на Чеченскую предгорную равнину (см. рис. 32 и 33).

Подножия южного склона. При рассмотрении отложений Нижнекуринской депрессии, тесно связанной с Каспийской впадиной, привлекают внимание континентальные свиты ее северного борта, залегающие более или менее покровно на морских бакинских слоях: нижне- и верхнеушталские и ивановская. Благодаря им открывается еще одна возможность увязать эпохи оледенения гор с историей Каспия.

Ивановская свита представлена в основном валунно-галечными отложениями мощностью 170—180 м, слабодислоцированными и перекрытыми толщей суглинков. С. А. Ковалевский (1936) указывает для них характерный состав обломков бабадагского разреза, размер валунов до 0,8—1 м и наличие на поверхности глыб шахдагских известняков. Связь ивановских отложений с большим оледенением в пределах Юго-Восточного Кавказа не может вызывать сомнения. Вероятно, это флювиогляциальные отложения в приледниковой фации. П. В. Федоров (1957) предположительно отметил их связь с позднехазарскими отложениями Каспия. Он допускает синхронность этой грубообломочной толщи с максимальным среднеплейстоценовым оледенением.

Верхнеушталская галечниково-суглинистая свита мощностью 180—200 м вместе с ивановской слабодислоцированная, покрывает еще большую площадь. Федоровым она отнесена к раннехазарскому (гюргянскому) времени и, следовательно, тоже связана с деятельностью большого горного оледенения. Можно добавить, что верхнеушталская свита по составу и площади распространения скорее синхронна времени максимального развития среднеплейстоценового оледенения. Она отлагалась, когда высокогорные хребты облекались толщами фирна-льда и гляциоизостатическое прогибание несколько задерживало воздымание гор. Наоборот, ивановская свита формировалась позже при начавшемся сокращении оледенения и быстром поднятии гор, сопровождавшемся резкими проявлениями разрывной тектоники и дроблением коренных пород. Широкий высотный интервал, охватываемый хазарскими террасами, доказывает большую амплитуду поднятия за время стадийного сокращения среднеплейстоценового оледенения.

Нижнеушталскую суглинисто-песчаную свиту, залегающую непосредственно на бакинских морских осадках и вместе с ними сильнодислоцированную (до 75°), обычно относят к нижнему плейстоцену. Ее связь с горным оледенением остается проблематичной.

Утвердиться представлению об очень больших размерах среднеплейстоценового оледенения на Кавказе мешает отсутствие доказанных морен этого времени. Встречавшиеся у различных авторов (Милановский, 1966, 1968; Церетели, 1959, 1966; Будагов, 1959, 1967) указания на присутствие рисской морены вызывают сомнения. В одних случаях к среднеплейстоценовой морене отнесены, по-видимому, боковые или какие-либо другие разновидности морен максимальных стадий позднеплейстоценового оледенения, в других — мореноподобные образования, сформированные сопутствующими процессами (например, мореноподобные отложения в долине Кубани у с. Хумары). Как было сказано выше, так называемая цебельдинская морена датируется тоже не средним, а поздним плейстоценом.

Исключением являются сведения, приводимые В. Л. Виленкиным (1964), о морене на верху невысоких возвышенностей к югу от г. Орджикидзе. Эти сведения, как нам кажется, соответствуют действительному положению вещей и подтверждают большие размеры среднеплейстоценового оледенения.

Нами с В. А. Растворовой несортированные суглинки наблюдались в аналогичных условиях залегания в предгорьях южного склона на пологих склонах низкогорий, оконтуривающих с юга котловину Эрцо. По ряду признаков эти отложения следует отнести ко времени максимального распространения среднеплейстоценового оледенения. Они отличаются полным отсутствием сортированности и промытости, разнообразием петрографического состава обломков и присутствием среди них кристаллических пород осевой зоны, значительной выветрелостью материала и, наконец, связью с современным рельефом без признаков дислоцированности.

Палинологические исследования нескольких образцов, выполненные И. С. Соколовой, показали, что накопление этих отложений происходило в окружении разнотравных лугов, возможно, субальпийского и альпийского поясов, спустившихся к подножиям южного склона при большом горном оледенении.

Длительному сохранению отложений способствовали следующие обстоятельства: 1) низкогорный рельеф и малая активность рельефообразующих процессов, дополнительно приглушенная залесенностью, и 2) наличие котловины, отделившей низкогорья от склонов высокогорных хребтов, благодаря чему сильные водотоки протекали стороной.

Подтверждение больших размеров среднеплейстоценового оледенения южного склона мы находим и в Верхнекуринской, или Гори-Мухранской, депрессии, у ее северного борта. Здесь залегают неоднократно привлекавшая внимание исследователей так называемая базалетская толща, галечно-валунная со щебнисто-песчано-суглинистым заполнителем, видимой мощностью до 200 м. Она обнажается по правому берегу Араги при выходе реки в депрессию. В крупнообломочном материале преобладают породы осевой зоны. Наблюдается закономерное укрупнение валунов вверх по разрезу, свидетельствующее об усилении со временем выноса продуктов разрушения из гор к подножиям.

По стратиграфо-геоморфологическим признакам В. П. Ренгартен (1932) отнес базалетскую толщу к нижнему плейстоцену, связав ее с деятельностью древнего оледенения, с одной стороны, и с влиянием

бакинской трансгрессии, обусловившей подъем базиса эрозии, с другой стороны. Он был близок к истине.

К сожалению, в дальнейшем исследователи начали одревнять базалетские отложения, датируя их поздним плиоценом (Варенцев, Мордовский, 1954) и затем даже нижним плиоценом (Адалия и др., 1965). Повод к этому дали находки костей ископаемой фауны, захороненные, по-видимому, в более древних отложениях, к которым прислонены базалетские.

Большая мощность толщи, ее грубообломочный состав, нормальное залегание и приуроченность к выходу в депрессию одной из главных артерий современной долинной сети — все это заставляет нас отнести базалетские отложения к среднеплейстоценовому оледенению и, по-видимому, к раннехазарскому времени, отличавшемуся усиленным выносом из гор массы грубообломочного материала.

К западу от Базалетского плато в бассейнах рек Большой и Малой Лиахви, Ксани, Окопской и Метехской Проне среднеплейстоценовые отложения получили археологическую характеристику. Э. А. Вангенгейм и другие участники экспедиции Института истории материальной культуры Академии наук СССР отнесли слои, вмещающие каменные орудия ашельской культуры, к нижнему плейстоцену. Но геоморфологические признаки убеждают нас в их среднеплейстоценовом возрасте, чему не противоречат абсолютные датировки из пещеры Цон и современные данные о времени распространения различных культур на равнинах (Иванова, 1962 и 1965). Тем более это верно для горных районов, куда древний человек мог проникать с запозданием.

Черноморское побережье. К западу от Сурамского массива, отделяющего Куринский межгорный прогиб от Рионского, происходит изменение высот одновозрастных террас. Это связано с тем, что из бассейна Каспия с низким стоянием уровня в теплые эпохи мы переходим в бассейн Черного моря, испытывающего в то же время трансгрессии. Поэтому высота террас резко снижается.

По бортам Рионского прогиба в холмистой полосе Колхидской низменности Дж. И. Мамадзе и А. П. Макацария (1968) выделяют самостоятельную узунларскую террасу (35—40 м) и выше ее две фаунистически охарактеризованные древние эвксинские террасы — позднедревнеэвксинскую (45—50 м) и раннедревнеэвксинскую (60—70 м), а над ними одну позднечаудинскую (95—110 м) и две раннечаудинские (130—150 и 160 м).

До сих пор преобладает мнение о том, что к среднему плейстоцену в Черноморской впадине относится прежде всего древнеэвксинский бассейн, непосредственная связь которого с раннехазарским прослежена по отложениям Манычского пролива. Абсолютными датировками это мнение не подтверждено. Вопрос же о проведении верхней и нижней границы среднего плейстоцена области нам представляется совсем не разрешенным.

В монографии Маркова, Лазукова, Николаева (1965) к среднему плейстоцену, отнесена и узунларская трансгрессия, а Островский и Щеглов (1969), кроме того, присоединили к нему же вновь выделенную ашейскую трансгрессию, что остается еще менее доказанным.

При проведении нижней границы возникают неменьшие сомнения. Палинологические данные показали, что на переходе от чаудинского к древнеэвксинскому времени произошло существенное изменение флоры Черноморского побережья (Шатилова, 1964), говорящее о начале максимального оледенения. Следовательно, нижнюю границу среднего плейстоцена в Черноморской области нельзя проводить по подошве

древнеэвксинских отложений, потому что до этого происходила среднеплейстоценовая межледниковая эпоха. Таким образом, встает вопрос об отнесении к среднему плейстоцену части либо всей чаудинской толщи.

Подножия северного склона. В пределах предгорной наклонной равнины Северного Кавказа среднеплейстоценовые образования, представленные серией флювиогляциальных террас с высотами от 80—90 до 220—240 м, играют очень большую роль. Здесь, как и на Каспийском побережье, обращает на себя внимание огромное количество вынесенного за это время из гор рыхлого материала, местами обилие среди него грубообломочного, местами, наоборот, преобладание галечного.

Среднеплейстоценовые террасы сохранились у подножия гор на междуречных пространствах. Вследствие длительного воздействия плоскостных и эрозионных процессов они утратили морфологическую свежесть и обычно сливаются с более древними террасами в единые массивы, имеющие слабоволнистую поверхность, полого наклоненную от подножия гор к долинам рек.

Террасы среднего плейстоцена достаточно полно представлены по левому берегу р. Баксан при выходе на предгорную равнину (рис. 18, е), где в их цоколе обнажаются туфогенные породы верхнего плиоцена. Палеонтологической характеристики среднеплейстоценовых отложений, к сожалению, здесь нет, но обилие грубообломочного материала говорит о многом.

Ключевым районом при определении возраста континентальных среднеплейстоценовых отложений может служить опять-таки Кубанский краевой прогиб благодаря находкам фауны хазарского комплекса ( $Q_2$ ) в отложениях гулькевичской террасы (Н. А. Лебедева, 1961). В окрестностях г. Кропоткин, где черкесская терраса ( $Q_3^4$ ) снижается до 7 м, а краснодарская, или гирейская, терраса ( $Q_3^2$ ) — до 14 м, гулькевичская ( $Q_2$ ) имеет высоту 25 м (20—30 м). К Краснодару они снижаются еще почти вдвое.

Захоронение костных остатков хазарского фаунистического комплекса было обнаружено в гулькевичской террасе в 1959 г. между хуторами Ковалев и Болгов. Это заполнило важнейшую часть бреши, имевшейся в датировках четвертичных отложений прогиба, и помогло внести ясность в определение возраста более молодых террас.

Присутствие в отложениях гирейской террасы наряду с костными остатками животных верхнепалеолитического комплекса (Громов, 1948) также костных остатков животных хазарского комплекса теперь стало вполне объяснимым и не должно рассматриваться как факт, противоречащий позднеплейстоценовому возрасту гирейской террасы. Кости животных хазарского комплекса вымыты из гулькевичской террасы, аллювий которой в центральных частях прогиба переоткладывался при формировании следующей за ней гирейской террасы. Бурение показывает, что в цоколе последней залегают отложения гулькевичской террасы (Горецкий, 1962). Это служит еще одним подтверждением высокой активности выноса из гор к подножиям обломочного материала в течение среднего плейстоцена, поскольку мощность его в Кубанском прогибе, как и в других местах, превосходит мощность позднеплейстоценовых отложений.

Г. И. Горецкий называет террасы внутренних частей прогибов, отвечающие большим отрезкам времени, главными. Он указывает, что при удалении от подножия гор происходит слияние стадияльных террас с главными, и главные террасы как бы вбирают в себя все большее количество отложений.

И все же нам кажется маловероятным, чтобы к среднему плейстоцену в центральных частях Западно-Кубанского прогиба относилась только одна главная терраса. По-видимому, в одну террасу здесь слито не менее двух-трех, которые мало различаются по высотам, и расчленить их при современной изученности четвертичных толщ не удастся.

От Краснодара и Кропоткина вверх по долине Кубани при переходе от Западно-Кубанского прогиба к Восточно-Кубанскому и в пределах последнего наблюдается расщепление повышающейся гулькевичской террасы, но Г. И. Горецкому не удалось проследить это в непрерывной цепи изменений, как было сделано для двух более низких террас — краснодарской, или гирейской, и черкесской.

У подножия гор в окрестностях Черкесска им была указана главная солёноозерская терраса, отвечающая гулькевичской. Солёноозерская терраса высотой 105—120 м (VIII или IX надпойменная терраса окрестностей Черкесска) большинством исследователей относилась к нижнему плейстоцену (к минделю), тогда как Г. И. Горецкий на основании палинологических исследований отложений Солёного озера пришел к заключению о ее более молодом возрасте. Он датирует террасу лихвинским межледниковьем, указывая, что слагающие ее галечники переходят в лихвинские озерные и озерно-старичные осадки, которые в свою очередь подстилаются окскими слоями и перекрываются последовательно днепровскими, одинцовскими, московскими, микулинскими и валдайскими (рис. 55, III).

По геоморфологическим признакам 105—120-метровая терраса окрестностей Черкесска не могла сформироваться раньше среднеплейстоценового оледенения, т. е. она относится к комплексу среднеплейстоценовых террас и палинологические данные, приводимые в работе Г. И. Горецкого, не противоречат этому. Слои, датируемые им лихвинским межледниковьем, с тем же успехом могут быть отнесены к одинцовскому времени или к какому-либо значительному межстадиалу. По той краткой палинологической характеристике, которая дана в работе, выделенные автором лихвинские слои больше напоминают одинцовские. Но доказать это пока невозможно, поскольку история развития флоры и растительности как Кавказа в целом, так и его отдельных районов, остается плохо изученной.

А если нижние «теплые» слои котловины не древнее одинцовских, тогда все становится на свое место. Терраса, на которой располагаются Большое и Малое Солёные озера, сформировалась не раньше среднеплейстоценового оледенения, и озерные котловины на ее поверхности возникли тогда же вдоль оси антиклинального поднятия, срезанного флювиогляциальными потоками до майкопских глин. Озерные отложения начали накапливаться параллельно с формированием вмещающей их толщи террасовых галечников и продолжали отлагаться в течение всего позднего плейстоцена, а местами и всего голоцена.

Принимая во внимание имеющиеся данные о четвертичных отложениях Предкавказья, мы склоняемся к тому, чтобы отнести солёноозерскую террасу ко второй половине среднеплейстоценового оледенения. Тот же возраст (не детализируя) имеют и две близкие к ней террасы окрестностей Черкесска — 90—100-метровая и 130—150-метровая, возможно, ниже по течению в предгорном прогибе сливающиеся с ней.

Г. Н. Родзянко (1959, 1961) солёноозерскую террасу, снижающуюся в Западно-Кубанском прогибе у Краснодара до 12—14 м и называемую здесь гулькевичской, проследил до морской равнины и отнес к древнеэвксинскому времени. За синхронизацию древнеэвксинского бассейна с днепровским оледенением высказываются в настоящее время многие

исследователи (Марков, Лазуков, Николаев, 1965). О более детальной датировке этой террасы пока говорить преждевременно.

## 5. Нижнеплейстоценовые отложения

Палеонтологически охарактеризованные континентальные отложения этого возраста нигде на Большом Кавказе не обнаружены ни в пределах гор ни у их подножий, что согласуется с данными стратиграфо-геоморфологического анализа. Лишь прослеживание террас рек до морских побережий и их переход в бакинские и чаудинские слои считались доказательством существования здесь нижнеплейстоценовых отложений и раннеплейстоценовых террас.

Острота этого вопроса усугубляется теперь сомнениями относительно возраста чауда-бакинской трансгрессии, которая, возможно, также не должна выделяться в самостоятельный отдел четвертичного периода (Жижченко, 1967).

Отсутствие ясно выраженных раннеплейстоценовых террас можно отчасти объяснить большой мощностью среднеплейстоценового оледенения, уничтожившего и перекрывшего своими отложениями нижнеплейстоценовые образования. Но возможны и другие причины. Например, указывалось для Осетинской впадины, что нижнеплейстоценовые отложения включены здесь в немую континентальную толщу акчагыл-апшерона и вместе с ней дислоцированы (Великовская, 1959). С другой стороны, верхи (если не всю толщу) нижнеплейстоценовых отложений нужно скорее датировать межледниковой эпохой среднего плейстоцена. Поэтому более твердо раннеплейстоценовый возраст имеет лишь мощная толща, сформировавшаяся в Каспийской впадине в течение длительной тюркянской регрессии<sup>5</sup>, и, возможно, низы бакинских отложений.

На большем протяжении подножий Северного Кавказа отсутствуют признаки, по которым можно было бы отделять раннеплейстоценовые террасы от среднеплейстоценовых и от более древних позднеплейстоценовых террас.

Некоторым исключением являются окрестности Пятигорска, для которых известны находки остатков древних животных. По ним выделена так называемая горячеводская раннеплейстоценовая терраса в долине р. Подкумок, возраст которой определен на основании находки в травертинах горы Машук, покрывающих эту террасу, костей древнего слона, относимого к тираспольскому фаунистическому комплексу (Иванова, 1946).

В более высокой, так называемой армянской террасе той же долины в окрестностях г. Георгиевска найдены остатки южного слона, относимого к таманскому фаунистическому комплексу, а в более низких террасах окрестностей Пятигорска — слоны и другие животные хазарского и верхнепалеолитического комплексов. Сколь надежны эти возрастные определения террас и отложений по единичным находкам крупных млекопитающих, покажет будущее, но для раннего плейстоцена пока приходится ограничиться ими.

В пределах Кубанского краевого прогиба, где стратиграфия континентальных толщ изучена лучше других мест, нижнеплейстоценовые отложения до сих пор не получили фаунистической характеристики, если

---

<sup>5</sup> В монографии Маркова, Лазукова, Николаева (1965) низы тюркянской регрессии отнесены к апшерону.

не считать находки челюсти слона Вюста на правом берегу р. Лабы у станицы Воздвиженской (Лебедева, Митин, 1962).

У подножия гор и в предгорном прогибе к раннему плейстоцену относят террасу, расположенную между позднеплиоценовой и среднеплейстоценовой, но если возраст последних двух определен более или менее надежно, то датировка раннеплейстоценовой террасы дана без достаточных оснований.

В районе Черкесска к раннему плейстоцену относят 130—150-метровую террасу, названную невинномысской, которая возвышается над солёноозерской среднеплиоценовой террасой всего на 10—30 м и ниже позднеплиоценовой (некрасовской) террасы с покровом красных скифских глин на 40—50 м. Мы уже писали, что по геоморфологическим признакам 130—150-метровую террасу окрестностей Черкесска скорее можно отнести к среднему плейстоцену и что возраст более высоких террас этого района нужно критически пересмотреть.

В пределах Западно-Кубанского прогиба у Краснодара невинномысская терраса снижается, по Г. И. Горецкому, до 22 м, превосходя по высоте голькевичскую на 8—10 м. Г. Н. Родзянко (1959, 1961) IV надпойменную террасу к северу от Краснодара, имеющую ту же высоту, назвал бакинской.

На графике пространственных соотношений антропогенных террас р. Кубани, составленном Г. И. Горецким, видно, что высотный интервал между невинномысской и солёноозерской террасами в предгорной части невелик и сокращается вниз по течению много меньше, чем у других террас. Соответствует ли 22-метровая, или IV надпойменная терраса окрестностей Краснодара 130—150-метровой террасе окрестностей Черкесска, не древнее ли бакинская терраса (по терминологии Г. Н. Родзянко) невинномысской террасы?

В том случае, если при дальнейших исследованиях подтвердится среднеплейстоценовый возраст невинномысской террасы и она будет сдвинута в стратиграфической схеме выше, то от раннего плейстоцена<sup>6</sup> в Кубанском прогибе ничего не останется и среднеплейстоценовые отложения лягут непосредственно на апшерон, а среднеплейстоценовые террасы будут прислонены к апшеронским.

Предпринятая Г. И. Горецким попытка с помощью данных палинологического анализа разобраться в сложных условиях залегания разновозрастных слоев Западно-Кубанского прогиба должна быть продолжена. Наряду с фаунистическими находками и множащимися в последнее время абсолютными датировками это даст возможность, наконец, разработать детальную стратиграфию континентальных отложений северо-западных подножий, а затем и других районов Северного Кавказа и Закавказья.

По схеме Г. Ф. Мирчинка (1932, 1936), выстилающие впадину и перекрывающие друг друга разновозрастные толщи сформировались в основном в ледниковые эпохи (сверху вниз): вюрм, рисс, миндель, гюнц. По схеме Г. И. Горецкого (1962), среди четвертичных отложений здесь резко преобладают межледниковые и межстадиальные (сверху вниз) микулинские, лихвинские, венецкие. У нас это вызывает сомнение, потому что слои, отнесенные к лихвинскому межледниковью, характеризуются преобладанием древесной пыльцы (до 80—86%) и среди нее — большим количеством ели, сосны, пихты, березы. Такое облесение Прикубанья должно скорее свидетельствовать о похолодании и соответство-

<sup>6</sup> В современном понимании.

Таблица 7

Возраст террас северных подножий Центрального Кавказа по разным авторам

Возраст террас	Высота террас, м		
	по И. Н. Сафронову (1957)	по А. В. Кожевникову (1961)	по Е. М. Шербаковой
Позднеголоценовые-новокаспийские	I 1—2 II 3—5	I 2—3	от 0,5—1 до 4—6
Позднеплейстоценовые-хвалынские	III 6—8 IV 10—15 V 16—18 VI 20—28 VII 30—35	II 5 III 10—11 IV 20—25 V 36—40	от 6—8 до 30—32 и от 40—50 до 60—80
Среднеплейстоценовые-хазарские	VIII 45—50	VI 50—55 VII 80 VIII 110	от 80—90 до 220—240
Раннеплейстоценовые-бакинские	IX 70—150	IX 120—130 X 180—190 XI	?
Позднеплиоценовые: апшеронские акчагыльские	X 175—200	XII 320 XIII 475	?

Таблица 8

Возраст главных террас р. Кубани в Восточно-Кубанском и Западно-Кубанском краевом прогибе по различным авторам

Наименование главных террас	в р-не Черкесска		в р-не Краснодара		Возраст			
	номенклатура	высота, м	номенклатура	высота, м	по И. Р. Сафронову и А. В. Кожевникову	по Г. И. Горькому	по Г. Н. Родзянко	по Е. М. Шербаковой
Черкесская	IV	20—25	I	4—5	вюрм	валдайская	сурожская	2-я группа стадий } позднеплейстоценовое оледенение
Краснодарская, или гирейская	VI	40—50	II	8—10	рисс	микулинская	гирканская	
Солёноозерская, или гулькевичская	IX	105—120	III	12—14	миндель	лихвинская	древнеэвксинская	} среднеплейстоценовое оледенение
Невинномысская	X	130—150	IV	22—24		окская	бакинская	
Некрасовская	XI	180—200	V	34—36	гюнц	апшеронская	апшеронская	

вать холодным, а не теплым эпохам. Охарактеризованные лесными спектрами отложения могут быть не межледниковыми, а ледниковыми, что и получается, если придерживаться пространственных сопоставлений, предложенных Родзянко: III надпойменная терраса севернее Краснодара (лихвинская, по Горецкому) синхронна древнеэвксинскому бассейну.

Заканчивая описание четвертичных отложений, хотелось бы объяснить и попытаться оправдать те расхождения, которые имеются у автора с другими исследователями Большого Кавказа и которые видны при просмотре прилагаемых таблиц.

Расхождения сводятся в основном к тому, что, по нашим наблюдениям, возраст выделяемых террас и толщ получается моложе большинства других датировок или сходится с наиболее молодыми датировками из имеющихся.

Причину этого следует видеть в географичности нашего подхода к анализу рыхлых толщ, в стремлении как можно реальнее и разностороннее понять через современную природу обстановку недавнего прошлого, правильнее оценить процессы разрушения коренных пород, интенсивность образования рыхлых продуктов выветривания и возможную скорость осадконакопления в условиях большого горного оледенения.

Учтя активность этих процессов, с одной стороны, длительность и многостадийность ледниковых эпох, доказанную для Русской равнины, с другой стороны, мы убедились в том, что каждая ледниковая эпоха должна быть представлена на Кавказе целой серией террас и целой серией толщ, строение которых часто упрощают из-за недостаточной изученности.

Приводившиеся выше определения абсолютного возраста костных остатков древних млекопитающих, а в последнее время и раковин моллюсков, во многих случаях могут служить косвенным подтверждением более молодого возраста континентальных отложений и террас Большого Кавказа, чем полагали прежде.

## ИСТОРИЯ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Недостаточная палеоботаническая, палеозоологическая и археологическая изученность Большого Кавказа не позволяет дать полную картину развития его природы в четвертичном периоде. Не благоприятствует этому и весьма малое количество абсолютных датировок, которые только начинают поступать в распоряжение палеогеографов. Однако главные события ледникового времени ясны уже теперь в основном по данным геоморфологического анализа.

При разработке предлагаемой реконструкции истории древнего оледенения гор мы использовали представления о современных процессах и о закономерностях, происходящих сейчас в природе, распространяя их на прошлое с учетом неизбежных количественных и качественных преобразований. Мы шли от современного к недавнему и дальше в глубь веков, от того, что ясно отражено в рельефе и отложениях, к тому, что видоизменено, нарушено, стерто.

Чуткость ледников к изменениям климата и столь же несомненное отражение последних в положениях уровня Каспия свидетельствуют о сопоставимости колебаний замкнутого бассейна с изменениями размеров оледенения. Трансгрессии озера-моря (большие и малые) в общих чертах соответствовали наступанию ледников различных ритмов, регрессии бассейна — их отступанию. Возможную небольшую метахронность этих событий (например, сдвиг максимумов трансгрессий относительно максимумов похолоданий на начало потеплений) пока уточнить не удается.

Сотрудники комплексной каспийской экспедиции МГУ, основываясь на своих наблюдениях и данных других исследователей, пришли к выводу о том, что «четвертичная история Каспийского моря — это история смены многочисленных регрессий и трансгрессий» и что колебания его уровня обусловлены климатическими причинами (Игнатов, 1970).

Мнение о прямой связи трансгрессий Каспийского моря с оледенением Русской равнины высказывалось неоднократно и признается теперь большинством исследователей. Тектонические движения, изменяющие объем котловины, происходят, в общем, медленно, и вызываемые ими перемещения уровня Каспийского моря затухиваются его значительно более быстрыми колебаниями, связанными с состоянием прихода-расходного баланса водной массы. Поэтому положение уровня вод и площадь зеркала замкнутого водоема в конечном счете определяются климатическими условиями<sup>1</sup>. Важную роль при этом играет не

<sup>1</sup> Верно, во всяком случае для четвертичного периода с многократными сменами ледниковых и межледниковых эпох.

только сток с суши, но и величина испарения с поверхности бассейна (Калинин, Марков, Суетова, 1966).

Изучение отложений западных и юго-западных побережий Кавказа показало тоже большую динамичность режима солёности и положения уровня Черного моря в четвертичном периоде, что было дополнено в последние годы работами А. Б. Островского (1966, 1967, 1968) и др.

В отношении этого бассейна, получившего к концу среднего плейстоцена связь с Мировым океаном, исследователи придерживаются мнения об обратной связи между положениями и направлением перемещений его уровня и уровня Каспийского моря (Федоров, 1961). Соотношение с режимом оледенения здесь, следовательно, обратное тому, которое установлено для Каспийского бассейна: сокращение оледенения на Большом Кавказе — трансгрессия Черного моря, разрастание оледенения гор — регрессия Черноморского бассейна<sup>2</sup>.

## 1. Позднеголоценовые стадии

Историческое время столь тесно связано с современностью, что трудно провести грань между ними. Недавние события относятся и к современности и вместе с тем они уже прошлое. Колебания ледников исторического времени, легко датируемые, оставившие свежие отложения и генетически ясные формы рельефа, дают исходный материал для сопоставления и синхронизации. Они помогают понять другие явления природы и, используя их, воссоздать картину развития оледенения на Большом Кавказе.

При таком подходе будет соблюден географический принцип в палеогеографии, и реконструкция древнего оледенения гор не просто отразит события прошлого, оторванные от современности, а поможет вскрыть всю цепь закономерных изменений и укажет, возможно, путь прогноза на будущее.

За последние десятилетия на северном и южном склонах Большого Кавказа происходит быстрое сокращение ледников и питающих фирновых полей (Абих, 1871; Динник, 1890; Церетели, 1959; Нозадзе, 1968; и др.).

Следы сокращения оледенения выражены в рельефе у края малых и больших ледников сериями конечно-моренных валов и снижением лавинно-осыпных террас (морен оседания). При этом сокращение оледенения в областях абляции (в долинах) идет параллельно с его убыванием в областях аккумуляции (на склонах хребтов). Наблюдения за 30 лет, проводившиеся в верховье Геналдона в связи с использованием минеральных источников, показали в общем один и тот же масштаб сокращения как ледников, так и питающих их фирновых полей.

Глубина долин, экспозиция склонов, затененность ледосборов, сильные обрушивания скал, погребавшие ледники и задерживающие их таяние, ускоряли или замедляли этот процесс, но не изменяли его по существу.

Наблюдающееся иногда временное продвижение отдельных языков вовсе не означает, что оледенение в этой долине разрастается. Причины этого случайны по отношению к общей тенденции сокращения оледене-

---

<sup>2</sup> Имеется в виду весь поздний плейстоцен и голоцен, возможно, и больший отрезок времени.

ния<sup>3</sup>. Может, например, произойти перехват одним ледником у другого участка области питания, подобно перехвату верховьями реки притока соседнего бассейна.

Л. А. Варданянц указывал на возможность кратковременного наступания языков в результате землетрясений. Чаще же всего аномальное продвижение ледника вызывается продолжающимся развитием рельефа, что приводит, например, к увеличению крутизны подстилающего ложа.

При сокращении оледенения и отступания главного ледника нередко наблюдается выход боковых ледников в главную долину. Но и это временное явление означает не разрастание боковых ледников, а только их небольшое удлинение за счет утонения.

Эти частности не нарушают общей тенденции сокращения оледенения Большого Кавказа; в течение двух последних сотен лет она проявляется достаточно устойчиво, несмотря на мелкие пульсации, которые, накладываясь, несколько осложняют более крупный ритм.

Работами проблемной лаборатории лавин и селей географического факультета МГУ в верховьях р. Большой Зеленчук и р. Баксан доказано последнее значительное наступание ледников и усиление лавинной деятельности с максимумом в XVII—XVIII вв. Они назвали это время стадией фернау — по аналогии с Альпами, где тоже было отмечено наступание ледников XVII—XVIII вв. (Тушинский, 1960).

По тем же данным, последнему значительному наступанию ледников Большого Кавказа предшествовало их сильное сокращение, продолжавшееся до X—XI вв., после чего началось разрастание горного оледенения. Время почти полной деградации ледников на Кавказе с максимумом в V—VI вв. Г. К. Тушинским названо архызским перерывом.

С другой стороны, работами О. К. Леонтьева (1959) и его группы (Игнатов, 1970), в соответствии с данными других исследователей, доказано, что новокаспийская трансгрессия имела не менее трех пиков и что последний пик падал на XVII—XVIII вв., когда уровень воды в бассейне был на 6 м выше современного. Третий пик отделялся от предшествовавшего второго пика дербентской регрессией, наблюдавшейся в V—X вв., когда уровень воды в Каспийском море, наоборот, находился на 6,6—6,0 м ниже современного. Вот те данные, которые убеждают в сопоставимости ледниковых явлений на Кавказе с положением уровня Каспия. Последнее наступание ледников в общих чертах совпадало с последним пиком новокаспийской трансгрессии, архызский перерыв в оледенении гор — с дербентской регрессией Каспийского моря.

Благодаря тому что эти недавние колебания ледников Кавказа и уровня моря происходили в историческое время, их можно сопоставить с климатическими изменениями, наблюдавшимися в Арктике. Известно, что колонизация Гренландии происходила в X—XI вв., когда ледовитость Северного океана сокращалась и льды Гренландского покрова отступали, освобождая полосу западного побережья, где и были основаны поселения скандинавов-викингов. Начиная с XII в. климатические условия постепенно ухудшались и в XVII в. поселения не только были оставлены, но и перекрыты краем расширившегося ледяного покрова, а в настоящее время постройки вновь освободились из-под льда (Тушинский, 1969).

Следовательно, существуют общие закономерности природных изменений, распространяющиеся на огромные пространства. Прослеженные для исторического времени, они в известной степени верны и для более отдаленного прошлого.

<sup>3</sup> Быстрое продвижение языка ледника Колка в 1969—1970 гг. на 3 км, привлекшее к себе внимание исследователей, было простым соскальзыванием льда, вызванным побочными причинами.

В верховьях долин, начинающихся с хребтов, где сохранились современные центры оледенения, устанавливается не менее трех границ распространения ледников<sup>4</sup>, отличающихся свежестью и хорошей сохранностью (легко определяются, в большинстве случаев не вызывают сомнения).

Одна из границ, наиболее близкая к краю современных ледников (удалена в среднем на 2—3 км), относится, по историческим сведениям, к XVII—XVIII вв., как и последний третий пик новокаспийской трансгрессии. Поскольку перед тем в архызский перерыв было доказано сильное сокращение оледенения Кавказа и продвижение лесной зоны к верховьям, а в Каспии — дербентская регрессия, то наступание ледников XVII—XVIII вв. можно назвать последней стадией позднеголоценового оледенения.

Продолжая сопоставление и используя датировки, предложенные П. В. Федоровым (1951), О. К. Леонтьевым (1959) и А. В. Шнитниковым (1961) для пиков новокаспийской трансгрессии, мы получаем приблизительное представление о возрасте недавних природных изменений на Большом Кавказе и находим место позднеголоценовых стадий оледенения гор в общей схеме событий четвертичного периода.

Перед новокаспийской трансгрессией исследователи отмечают глубокую послехвалынскую регрессию, соответствующую послеледниковому климатическому оптимуму, о которой свидетельствуют погруженные береговые линии на глубинах 12—14 м (самурская) или, возможно, 15—17 м (мангышлакская). В это время, в IV тысячелетии до н. э., оледенение Большого Кавказа исчезало или было ничтожным. Около 3,5—4 тыс. лет назад (во II тысячелетии до н. э.) оледенение Большого Кавказа стало разрастаться, а в Каспийской впадине началась новокаспийская трансгрессия. Время максимального развития первой позднеголоценовой стадии, как и первого пика новокаспийской трансгрессии, по расчетам А. В. Шнитникова, падает примерно на середину II тысячелетия до н. э.

После этого вновь была регрессия моря (челекентская погруженная береговая линия на глубинах 9,8—10 м) и сокращение ледников на Кавказе. В начале I тысячелетия н. э. произошли наступание ледников второй позднеголоценовой стадии и соответствующий ей второй пик новокаспийской трансгрессии. Время следовавшего затем архызского перерыва (дербентской регрессии) и последней, третьей, позднеголоценовой стадии (третьего пика новокаспийской трансгрессии) указано выше.

Комплекс приледниковых форм: моренные гряды, лавинно-осыпные террасы, лавинно-пролювиально-селевые конусы, которыми отмечены границы наступания ледников, переходят во флювиогляциальные низкие террасы. В верховьях долин высота их до 10—14 м, вниз по долинам к подножиям гор она уменьшается до 5—7 м. Вдоль Каспийского побережья можно проследить их переход в морские террасы новокаспийского возраста.

В черноморской котловине к климатическому оптимуму голоцена относят древнечерноморские слои, имеющие возраст около 6 тыс. лет (как и самурская регрессия Каспия).

Новочерноморские отложения, слагающие 5-метровую террасу, формирование которой происходило при повышенном стоянии уровня моря, имеют возраст около 3 тыс. лет, по Невесскому, и 4—4,5 тыс. лет,

<sup>4</sup> Кроме совершенно свежих следов, обычно повторяющих очертание языков, относимых к 1850—1860, 1877—1887, 1911—1914 и 1932—1933 гг. и др. (Калесник, 1937; Шнитников, 1953; Кушев, 1962).

по Федорову. В зависимости от того, чье определение возраста ближе к действительности, новочерноморскую трансгрессию следует отнести либо ко времени отступления ледников Кавказа между первой и второй стадиями голоцена и сопоставлять ее с регрессией новокаспийского бассейна между первым и вторым пиком, либо ко времени, предшествовавшему первой голоценовой стадии горного оледенения и первому пику новокаспийской трансгрессии. А если верно последнее предположение, то встанет вопрос еще об одной голоценовой стадии горного оледенения (не три, а четыре) и еще об одном пике новокаспийской трансгрессии. Это предположение вполне вероятно, если новочерноморская трансгрессия отделялась регрессией от древнечерноморской трансгрессии.

Следующие по возрасту и условиям засоления фанагорийские слои отвечают регрессивной фазе в развитии Черноморского бассейна. Для них тоже имеется два различных определения возраста: 1 тыс. лет, по Невесскому, и 2—3 тыс. лет, по Федорову. Соответственно этому фанагорийская регрессивная фаза может быть сопоставлена со второй позднеголоценовой стадией горного оледенения и вторым пиком новокаспийской трансгрессии или даже с последним наступанием ледников и последним пиком трансгрессии, что, по-видимому, менее вероятно.

Нимфейские слои и нимфейская терраса — самые молодые образования Черноморского побережья. Континентальные суглинки, отделяющие их от нижележащих фанагорийских слоев, включают остатки зданий греческой колонии V в. н. э. Следовательно, слабовыраженная нимфейская трансгрессия имеет возраст немного меньше 1,5 тыс. лет, который дает для нее П. В. Федоров.

На молодость нимфейских слоев указывают также Е. Н. Невеский и Л. А. Невеская (1961). Поэтому можно принять, что формирование нимфейской террасы падает на архызский перерыв в оледенении гор и на дербентскую регрессию Каспия.

П. В. Федоров и Л. А. Скиба (1960) придерживаются, в общем, тех же сопоставлений в колебаниях уровней Каспия и Черного моря за это время.

Таблица 9

Сопоставление позднеголоценовых стадий оледенения с колебаниями уровней соседних бассейнов

Большой Кавказ	Каспий	Возраст	Черное море	Возраст, в тыс. лет
Современное сокращение ледников	современная регрессия	XIX—XX вв.	черноморская трансгрессия	
Третья стадия	третий пик	XIV—XVIII вв.		
Архызский перерыв	дербентская регрессия	V—X вв.	нимфейская трансгрессия	1,0—1,5
Вторая стадия	второй пик	начало I тыс. н. э.	фанагорийская регрессия	1,5—2
Деградация ледников	регрессия	I тыс. до н. э.	новочерноморская трансгрессия	3—4
Первая стадия	первый пик	II тыс. до н. э.	регрессия	4
Исчезновение ледников	послехвалынская регрессия		древнечерноморская трансгрессия	5,5—6

Наши представления о событиях позднего голоцена на Большом Кавказе и в соседних бассейнах сведены в табл. 9.

Позднеголоценовые стадии горного оледенения запечатлены в Черноморской впадине морскими отложениями, накапливавшимися в засоленном бассейне, что соответствует теплым эпохам, а не холодным, когда черноморские воды, наоборот, испытывали опреснение.

Данные палинологических исследований подтверждают происходившие в недавнее время сдвиги высотных поясов и некоторое изменение растительности высокогорий. И. И. Тумаджанов и П. А. Мchedlishvili (1948) отметили сдвиги лесного пояса на 300—400 м в верховьях Алибека, Домбай-Ульгена, Гоначхира, ошибочно отнесенные ими к послеледниковому климатическому оптимуму, тогда как проанализированные погребенные торфяники образовались в архызский перерыв перед последним наступанием ледников с максимумом в XVII—XVIII вв. О том же говорят исследования Ю. В. Маховой и Н. Г. Патык-Кара (1961) в верховьях Теберды и Н. С. Соколовой (1962) в бассейне Чегема. Надо полагать, что сдвиги высотных поясов в предшествовавшие голоценовые стадии и в послеледниковый климатический оптимум были не меньшими. Следовательно, верхняя граница леса в голоцене вообще была весьма подвижной.

Исходя из палинологических данных, Тумаджанов и Мchedlishvili считают, что даже при небольших колебаниях климата потепление сопровождалось усилением континентальности, а похолодание — усилением океаничности климата. Этот вывод подтверждает соответствие пиков новокаспийской трансгрессии наступанию ледников, а регрессий — их сокращению.

К аналогичному заключению, но в более широких масштабах, пришли авторы работы по Исыккульской впадине З. А. Алешинская, Л. Г. Бондарев, Т. Н. Воскресенская, О. Н. Лефлат (1971). Они располагают большим аналитическим материалом и считают, что в южной части умеренного пояса эпохи похолодания были и эпохами увлажнения, в течение которых внутренние замкнутые водоемы, в том числе Каспийское озеро-море, испытывали трансгрессию.

Это общее заключение для обширной территории и для больших отрезков времени, как мы видим, остается справедливым и для небольших колебаний климата в короткие отрезки времени.

Последние стадии оледенения Большого Кавказа были подлинно голоценовыми стадиями. Они развивались после климатического оптимума. Масштабы ледниковых явлений были невелики и характеризовали теплую, а не холодную эпоху в жизни гор. Процессы нивально-гляциального комплекса играли по сравнению с водно-эрозийными подчиненную роль и господствующей тенденцией в рельефообразовании оставалось глубокое дробное расчленение.

Происходящее сейчас сокращение оледенения продолжает развиваться. А. В. Шнитников (1961), пытаясь проследить ритмичность климатических изменений за последние 12—15 тыс. лет, выделил, кроме внутривековых, многовековые ритмы длительностью около 2000 лет (несколько меньшей). По этим данным получается, что современное угасание оледенения Большого Кавказа достигнет максимума через многие десятки лет (по Г. К. Тушинскому, в 2300 году), когда оно будет иметь ничтожные размеры, а уровень Каспийского моря упадет ниже современного еще на несколько метров.

Г. К. Тушинский (1963) сопоставляет позднеголоценовые стадии оледенения Кавказа с последними стадиями оледенения Альп: даун, эггесен, фернау. Эти сопоставления вытекают также из работы

А. В. Шнитникова (1961). В графике, составленном им на последние 13 тыс. лет, нашли отражение семь стадий альпийской схемы, выделяемые в Альпах после последнего максимума вюрма. По графику выходит, что была четвертая голоценовая стадия (гшниц альпийской схемы), о возможности которой говорилось выше.

Голоценовые стадии выделяются теперь во многих горных системах, имеющих современные центры оледенения, но из-за отсутствия абсолютных датировок их сопоставление преждевременно. Можно лишь указать, что американскими исследователями (Певе, Хопкинс, Гиддингс, 1968) следы голоценовых стадий изучены с использованием радиоуглеродного метода. В горах Аляски ими выделяются два или три наступания ледников, начавшиеся 4000 лет назад и окончившиеся 100 лет назад. Эти цифры согласуются с указанными абсолютными датировками позднеголоценовых стадий по Кавказу.

## 2. Позднеледниковые стадии

Ниже следов голоценовых стадий, к которым примыкают террасы высотой до 10—14 м, обнаруживаются следы предыдущих стадий оледенения. Они сильнее размывы и обычно сохранились фрагментарно в виде ригелей и морен, а чаще — в виде лавинно-осыпных террас и гляциально-селевых конусов, оконтуривавших края ледников. В пределах гор с ними увязываются флювиогляциальные террасы высотой от 15—16 до 22—24 м. По числу террас, а также по количеству вложенных пролювиально-гляциально-селевых конусов устанавливается не менее трех позднеледниковых стадий. Их следы были описаны, например, по долине р. Теберды (Тушинский, 1949; Кожевников, 1962; Щербакова, 1967) и некоторыми исследователями ошибочно отнесены к самостоятельному оледенению. Г. К. Тушинский назвал его каракельским. По долине р. Ингури (Верхняя Сванетия) Л. И. Маруашвили (1956) принял следы позднеледниковых стадий за максимум последнего оледенения. Это и явилось одной из причин преуменьшения им размеров четвертичного оледенения Большого Кавказа.

При описании зон и районов древнего оледенения (главы II и III) мы назвали эти стадии переходными от собственно ледниковых к голоценовым, переходными по условиям рельефообразования, по размерам и характеру самого оледенения.

Они были переходными и по характеру растительности, о чем можно судить по распределению высотных поясов. Лесной пояс, наиболее характерный для теплых эпох на Большом Кавказе, в это время расселился в горах, но продолжал испытывать ощутимые сдвиги, то отступая вниз по долинам (стадии оледенения), то вновь продвигаясь к верховьям (Тумаджанов и Мchedlishvili, 1948; Горецкий, 1962).

Желая найти синхронные явления в Каспийской впадине, естественно обратиться к позднехвалынской трансгрессии, которая предшествовала новокаспийской трансгрессии, отделяясь от нее послехвалынской регрессией (погруженная самурская — 12—14 м или мангышлакская — 15—17 м береговая линия).

О. К. Леонтьев и В. П. Федоров (1953) различают три пика позднехвалынской трансгрессии: максимальный, туркменский, дагестанский — и дают им приблизительный возраст 12, 10 и 8 тыс. лет, используя при этом упоминавшиеся ранее расчеты А. В. Шнитникова. Несмотря на то что к приведенным цифрам нужно относиться как к самым ориентировочным, они говорят уже о многом, в частности, о том, что соответствующее им время никак нельзя относить к максимуму позднеплейстоценового оледенения, а лишь к его завершающим стадиям. Однако эта

ошибка допускалась ранее как при сопоставлении трансгрессий Каспийского бассейна с ледниковыми событиями на Русской равнине, так и при сопоставлении оледенения Кавказа с оледенением Альп. Г. К. Тушинский сопоставлял каракальское оледенение с вюрмом-II, тогда как на самом деле переходные стадии могут быть сопоставлены лишь с вюрмом-IV.

Полученный в последние годы радиоуглеродным методом возраст морских позднехвалынских слоев 9 тыс. лет и 12 тыс. лет (Каплин и др., 1971, 1972) подтверждает правильность ориентировочных расчетов О. К. Леонтьева и П. В. Федорова, а также то, что это действительно было позднеледниковое время. Можно напомнить, что и для северо-запада Русской равнины началом позднеледникового времени считается 13—14 тыс. лет, когда территория нынешней Ленинградской области освободилась ото льда.

Позднеледниковый возраст позднехвалынской трансгрессии получил подтверждение и на материалах по Куринской впадине, где палинологическим исследованиям были подвергнуты отложения, слагающие 20—25-метровую террасу Иорской низменности (Тумаджанов, Гогичайшвили, 1969). Ценность этих исследований увеличивается благодаря сопряженным радиоуглеродным датировкам. В основании террасы погребенная почва ( $20\,580 \pm 680$  лет) формировалась в условиях преимущественного распространения сосны и представителей древесно-кустарникового предгорного комплекса. И. И. Тумаджанов и Л. К. Гогичайшвили считают это характерным для Иорской низменности и окружающих ее предгорий в эпоху позднеледникового оледенения. С глубины же 14 м ( $14\,160 \pm 500$  лет) вверх по разрезам флористический состав растительности изменяется, начинают распространяться низинные леса, свидетельствующие о потеплении климата и о переходе к позднеледниковому времени. Параллельно с этим намечается изменение минералогического состава отложений — сокращение господствовавших до того минералов разрушения шиферных сланцев лейаса, выносимых из Главного хребта, и появление минералов разрушения близлежащих склонов, которые резко преобладают в самых молодых и современных отложениях.

Дальнейшие изменения в составе растительности сводятся к следующему: роль низинных лесов продолжает увеличиваться в раннем голоцене, но несколько сокращается в среднем голоцене за счет расселения гемиксерофитных широколиственных лесов (последнеледниковый климатический оптимум), чтобы вновь возрасти к концу среднего — началу позднего голоцена ( $3450 \pm 270$  лет назад). Последнее указывает на то, что похолодание позднего голоцена, сопровождавшееся увлажнением, ощущалось по всему Большому Кавказу и, следовательно, позднеголоценовые стадии оледенения, о которых речь шла выше, наблюдались во всех районах, включая и наиболее континентальные из них.

В таблице вероятных сопоставлений основных этапов четвертичной истории — Черноморской, Каспийской, Средиземноморской областей и Русской равнины, приведенной в монографии К. К. Маркова, Г. И. Лазукова, В. А. Николаева «Четвертичный период» (1965), большая часть позднехвалынской трансгрессии уже отнесена к позднеледниковому времени.

С какими именно стадиями оледенения Русской равнины нужно сопоставлять пики позднехвалынской трансгрессии и соответствующие им стадии горного оледенения, говорить преждевременно, возможно, начиная с лужской или другой стадии, которой предшествовал глубокий межстадиал. Известно, что и перед позднехвалынской трансгрессией

произошла енотаевская регрессия, оставившая следы в Прикаспии (Карандеева, 1951).

Нет пока доказательств, что каждый из трех пиков позднехвалынской трансгрессии был отделен от других регрессиями моря и отступаниями ледников. В работе Е. И. Игнатова (1970), суммирующей выводы каспийской комплексной экспедиции географического факультета МГУ о погруженных береговых линиях, нет упоминаний о регрессиях этого времени. Однако береговых линий ниже современного уровня моря они могли не оставить, так как отражали стадиальные колебания холодной эпохи, когда уровень бассейна в целом не опускался до современного положения и ниже его (Леонтьев, 1959).

Для позднеледниковья имеются палинологические данные по Табердинскому району (Тумаджанов и Мчедлишвили, 1948) и по верховью Кубани (Горецкий, 1962; Тюрина, 1961). Они говорят о том, что по долинам Большого Кавказа в это время происходили довольно сильные сдвиги высотных поясов — лесного, субальпийского, альпийского и что границы между ними располагались на несколько сот метров ниже современного (не менее 700—900 м); колебания ледников были сильнее позднеголоценовых. По долине Теберды на высотах 1200—1300 м в межстадиалы позднеледниковья наблюдалось быстрое расселение древесной растительности, которая, как указывают авторы, шла по стопам сокращавшихся ледников, а при повторяющемся наступании ледников широкое распространение получали субальпийские ландшафты, в которых доминировало ивово-березовое криволесье.

По долине р. Кубани, в районе сел. Учкулан и Хурзук, где в настоящее время по дну распространена лесостепь, спорово-пыльцевыми спектрами отмечено для первых двух межстадиалов преобладание горно-луговой растительности субальпийского и альпийского поясов, для третьего, который Г. И. Горецкий сравнивает с аллерёдом северо-запада Русской равнины — кратковременное проникновение лесов с широколиственными.

Попутно можно заметить, что геоморфологические данные и прослеживание следов дальнейшего отступления ледников не противоречат, а, скорее, подтверждают сопоставление завершающей стадии позднеледникового времени Кавказа с финской стадией (стадией салъпауселькя) северо-запада Русской равнины (Кожевников, 1962; Щербакова, 1967). Гоначхирская стадия горного оледенения, выделяемая в верховьях Теберды после каракальской, может быть сопоставлена с положением ледникового покрова на Балтийском щите в начале голоцена, например, в бореальное время. По альпийской хронологии это время можно отнести к позднему вюрму ( $W_4$ ).

Таким образом, палеоботанические исследования в полном созвучии с данными геоморфологии говорят о значительных сдвигах лесного, субальпийского и альпийского поясов и о значительных колебаниях ледников Большого Кавказа в позднеледниковое время в конце ледниковой эпохи и в начале голоцена.

По-видимому, и Каспийское море в позднеледниковое время испытывало колебания уровня, превосходившие по амплитуде колебания новокаспийского бассейна — до 15—20 м и более. Но береговые линии этих регрессий, повторяем, не спускались ниже современного уровня моря, который лежит на 26—28 м ниже максимального подъема вод в позднехвалынское время.

В Черноморской впадине позднеледниковым стадиям оледенения Кавказа соответствует время активного выноса обломочного материала из гор, происходившее при низком стоянии уровня новозвксинского

бассейна. Для одной линзы этих отложений, залегающей под древнечерноморскими слоями, Е. Н. Невесский определил приблизительный абсолютный возраст 9 тыс. лет. А для переходных слоев от максимума новозвксинской регрессии к начавшейся затем трансгрессии получен абсолютный возраст  $13\,400 \pm 1500$  лет (доклад Ф. А. Щербакова на четвертичном семинаре географического факультета МГУ 20 марта 1973 г.).

Сурожская трансгрессия, оставившая сурожскую, или низкую карангатскую террасу, по-видимому, соответствовала потеплению и сокращению ледников в горах, отмеченному кроме того енотаевской регрессией Каспия. Колебания же новозвксинского бассейна во время стадий оледенения и межстадиалов пока не улавливаются.

Позднеледниковое время на Большом Кавказе характеризовалось большой тектонической активностью, выразившейся в значительной амплитуде общего воздымания (Растворова и Щербакова, 1963) и в оживлении тектонико-гравитационных процессов (Растворова и Щербакова, 1960). Активизировалась и вулканическая деятельность близ западной и восточной окраин Центрального Кавказа. Ослабевая, она продолжалась до позднеголоценовых стадий включительно (верховья Малки, Баксана, Кубани, Терека, Арагви).

### 3. Позднеплейстоценовое оледенение

В позднем плейстоцене Большой Кавказ испытывал большое горное оледенение, оставившее следы в крупных чертах морфологии — в характере продольных и поперечных профилей широких открытых долин и в выположенности верхнего яруса рельефа гор.

Хребты выше 2300—2400 м несли облегающий покров фирна-льда, по долинам двигались древовидные ледники, местами перераставшие в сечатые. Широким развитием пользовались перигляциальные процессы, распространявшиеся временами до самой окраины гор. В максимумы похолодания лесной пояс был, по-видимому, вытеснен на равнину, и отсутствие в некоторых толщах пыльцы растений может быть свидетельством того, что эти отложения коррелируют с максимальными стадиями оледенения (при наличии геоморфологических и литологических признаков того же).

И. И. Тумаджанов (1961) говорит о сильном снижении высотных поясов на Северном Кавказе в эпоху последнего оледенения, выразившемся в расселении перигляциальных сообществ в среднегорье и в экспансии лесов в пределы современной лесостепи вплоть до Северного Ставрополя. По-видимому, это сказано слишком осторожно и не отражает максимумов похолоданий, когда перигляциальные пространства спускались до подножия гор.

В доказательство сильных природных изменений, охвативших подножия и периферию Большого Кавказа в позднеплейстоценовую ледниковую эпоху, следует привести данные палинологических исследований и сопряженных с ними радиоуглеродных определений, выполненных в последние годы в Закавказье. Особого внимания заслуживают результаты исследований донных отложений Черноморской впадины в 100 км к западу от Батуми (Нейштадт и др., 1965). Если первые верхние метры илов ( $8000 \pm 260$  лет и более) накапливались при господстве в Потийской низменности лесной растительности<sup>5</sup>, то на глубине 7 м

<sup>5</sup> По данным палинологических анализов отложений Имнатского болота, леса Потийской низменности в голоцене имели довольно изменчивый состав с участием каштана, бука, дуба (Нейштадт и др., 1965).

(23 000 ± 1320 лет) осадконакопление происходило в иных климатических условиях, так как в отложениях уже преобладает пыльца травяных растений, среди них полыней и маревых. Это показывает, насколько сильно изменялась природная обстановка в эпоху позднеплейстоценового оледенения даже в наиболее теплом районе Большого Кавказа с мягким субтропическим климатом. До последнего времени многие считали, что существенных изменений растительности в Колхиде и на прилежащих возвышенностях за это время не было.

Оледенение позднего плейстоцена на Большом Кавказе представляло собой длительную и сложную эпоху, по геоморфологическим данным отвечающую той длительности не менее 60 тыс. лет, которая определена радиоуглеродным методом для Русской равнины. Называя эту эпоху по времени проявления позднеплейстоценовой ледниковой эпохой, мы стремимся определить ее место в общей последовательности событий четвертичного периода. Право на это дает достаточная изученность отложений Каспийской впадины, стратиграфия которых является одним из реперов при наших реконструкциях.

При современном уровне знания рельефа и отложений Большого Кавказа, а также истории соседних бассейнов, можно выделить две группы стадий, отражающих соответственно два этапа (два максимума) в развитии позднеплейстоценового оледенения. В рельефе гор они оставили следы двух уровней (один вполне ясный, другой сильно разрушенный) спрямленных и открытых, местами широких и переуглубленных ледниковых долин, разделенных глубоким эрозионным врезом — за пределами высокогорий до 100 м и более.

В горах и у подножий к каждой группе стадий относятся не одна, а несколько флювиогляциальных террас, что отражает многостадийность и каждой группы стадий и оледенения в целом. При удалении от гор в краевых и межгорных прогибах происходит слияние стадийных террас и остаются две террасы, отвечающие двум группам стадий или двум максимумам позднеплейстоценового оледенения, например, первая и вторая надпойменные террасы Кубанского прогиба (черкесская и краснодарская).

Глубокий эрозионный врез, разделяющий ледниковые долины двух уровней, говорит нам о значительном перерыве, который разделял две группы стадий, когда оледенение сокращалось и ледники отступили в верховья долин, продолжая испытывать колебания меньших амплитуд.

К сожалению, кавказские материалы пока не дают возможности решить, являлись ли выделенные два этапа позднеплейстоценового оледенения самостоятельными ледниковыми эпохами или нет.

Следуя стратиграфическому делению позднего плейстоцена Русской равнины, принятому большинством географов, будем говорить о двух группах стадий позднеплейстоценового оледенения, используя для них общепринятую индексацию:  $Q_3^2$  и  $Q_3^4$ .

В связи с этим можно еще раз упомянуть о неудачной индексации, применяемой Е. Е. Милановским для двух фаз позднеплейстоценового оледенения:  $Q_3^1$  и  $Q_3^2$ . Его индексация идет в разрез с общепринятой, так как по основным стратиграфическим схемам индекс  $Q_3^1$  означает теплую межледниковую эпоху, которой начинается поздний плейстоцен — микулинскую эпоху Русской равнины.

О сопоставлении двух этапов позднеплейстоценового оледенения Большого Кавказа с периодизацией вюрмского оледенения Альп до

получения абсолютных датировок говорить трудно. Можно лишь заметить, что сложное деление вюрма ( $W_1, W_2, W_3, W_4$ ) не противоречит и сложному делению позднплейстоценового оледенения на Кавказе.

Крайне предположительно сопоставим первую группу стадий позднплейстоценового оледенения Большого Кавказа с вюрмом-I, а вторую группу стадий — с вюрмом-III, отнеся условно к вюрму-II время сокращения горного оледенения, в основном отличавшееся более мелкими колебаниями ледников.

В Каспийской впадине позднплейстоценовому оледенению Большого Кавказа соответствует раннехвалынская трансгрессия. Это вытекает из стратиграфических и геоморфологических данных, поскольку позднхвалынские отложения подстилаются раннехвалынскими слоями и рельеф Прикаспия свидетельствует о том, что позднхвалынская трансгрессия, хотя и с перерывом, но все же служила продолжением и как бы завершением раннехвалынской трансгрессии. А на Кавказском побережье Каспия с раннехвалынскими террасами сочленяются флювиогляциальные террасы максимальных стадий позднплейстоценового оледенения.

Отнесение хвалынской трансгрессии к ледниковой эпохе позднего плейстоцена доказывается палеоботанически — расселением в низах раннехвалынских отложений Северного Прикаспия таежно-лесной растительности, сменившейся затем лесостепью континентального облика (Гричук, 1952). Указывается, кроме того, на появление в верхней части ательских суглинков криотурбаций.

Чтобы провести точное сопоставление стадий (групп стадий) горного оледенения с трансгрессивными фазами хвалынского бассейна, нужны многократно проверенные абсолютные датировки соответствующих континентальных и морских отложений. Но уже теперь можно считать, что в целом раннехвалынская трансгрессия синхронна всему или большей части позднплейстоценового оледенения, низы которого, возможно, уходят в верхнехазарское время<sup>6</sup>.

В последние годы в раннехвалынской трансгрессии различают два крупных этапа (Марков, Лазуков, Николаев, 1965): собственно раннехвалынский, или нижнехвалынский, и среднехвалынский. С ними, предположительно, можно сопоставить две главные группы стадий позднплейстоценового оледенения гор (табл. 10).

Тогда ательскую регрессию, максимум которой отмечен погруженными береговыми линиями, находящимися на 20—22 м и более ниже современного уровня моря, следует относить к микулинскому межледниковью либо к длительному межстадиалу, происходившему в начале позднплейстоценового оледенения (например, к верхневолжскому межстадиалу Русской равнины).

Накопление ательских суглинков — пойменной фации аллювия подпруженных рек — было вызвано начавшейся раннехвалынской трансгрессией. Параллельно шло разрастание оледенения на Русской равнине и на Большом Кавказе. Палинологические данные свидетельствуют об усиленном похолодании климата, оставшегося в начале ледниковой эпохи континентальным. О том же говорят и фациальные особенности суглинков с признаками криотурбаций в верхних слоях.

Последовавшее затем смягчение климата, сопровождавшееся бурным таянием льдов, вызвало развитие раннехвалынской трансгрессии.

<sup>6</sup> По данным Х. А. Арсланова, позднехазарские отложения имеют абсолютный возраст 88 тыс. лет (доклад на симпозиуме по абсолютному возрасту на четвертичной комиссии 31 октября 1972 г.).

Схема сопоставлений ледниковых явлений на большом Кавказе с этапами развития соседних бассейнов

Деление четвертичного периода	Большой Кавказ	Каспийское море	Черное море
Собственно голоцен (6 тыс. лет)	позднеголоценовые стадии 3-я 2-я 1-я  деградация ледников	новокаспийская трансгрессия 3-й пик 2-й пик 1-й пик  послехвалынская регрессия	нимфейская трансгрессия фанагорийская регрессия  новочерноморская трансгрессия древнечерноморская трансгрессия
Позднеледниковое время (7—13 тыс. лет)	позднеледниковые стадии 3-я 2-я 1-я  деградация ледников	позднехвалынская трансгрессия дагестанская ст. туркменская ст. максимальная ст.  енотаевская регрессия	новоэвтинская регрессия сурожская трансгрессия
Поздний плейстоцен	2-я группа стадий  позднеплейстоценовое оледенение 1-я группа стадий  деградация ледников	среднехвалынская трансгрессия  раннехвалынская трансгрессия  ательская регрессия	предсурожская регрессия карангатская трансгрессия  предкарангатская регрессия ашейская трансгрессия
Средний плейстоцен	самостоятельное оледенение или группа стадий максимальное оледенение со стадиями  сокращение оледенения небольшое оледенение	позднехазарская трансгрессия  раннехазарская трансгрессия (начиная с гюрганских и сингильских слоев) регрессия позднебакинская трансгрессия регрессия	узулларская трансгрессия  древнеэвтинская трансгрессия  регрессия позднечаудинская трансгрессия
Ранний плейстоцен	сокращение оледенения небольшое оледенение сокращение оледенения	раннебакинская трансгрессия тюрьская регрессия	регрессия раннечаудинская трансгрессия регрессия
Эоплейстоцен	оледенение позднего апшерона	трансгрессия	трансгрессия

Об интенсивности выноса в Каспийскую котловину обломочного материала с Кавказа свидетельствует, например, большая песчаная дельта Терека (Кожевников, 1966).

После значительного перерыва, отмеченного в Прикаспии распространением континентальных отложений<sup>7</sup>, а на Большом Кавказе глубоким эрозионным врезом, последовало новое увеличение оледенения Большого Кавказа и второй импульс раннехвалынской трансгрессии, названной Г. И. Поповым среднехвалынской. Специфические условия осадконакопления в Прикаспии, приведшие к накоплению шоколадных глин, свидетельствуют о том, что бассейн находился далеко от края ледяного покрова равнины и обломочный материал выносился главным образом с обширных перигляциальных пространств.

Одним из важных вопросов палеогеографии Кавказа и соседних бассейнов является уточнение датировки этого перерыва в раннехвалынской трансгрессии. Необходимо с помощью радиоуглеродного метода решить: относится ли он к межстадиалу внутри второй группы стадий (например, соменскому межстадиалу Русской равнины) или ко времени более длительного сокращения оледенения между первой и второй частями позднеплейстоценового оледенения (брянскому межстадиалу Русской равнины или вюрму II альпийской схемы).

Высокое стояние уровня Каспия в раннехвалынское и среднехвалынское время (около +50 м) было обусловлено, наряду с климатическими, также тектоническими причинами, высоким положением Манычского пролива на меридиане Ставропольского поднятия, определившим гипсометрию Буртасского озера и, следовательно, отметку истока, лимитировавшего подъем уровня в замкнутом водоеме. Раннехвалынский бассейн был первым трансгрессировавшим бассейном Каспийского моря, не соединявшимся с бассейном Черноморской котловины проливом, а дававшим в него сток через Западный Маныч.

В Черноморской впадине с ледниковой эпохой позднего плейстоцена синхронизируют обычно глубокую гирканскую регрессию, которая доказывается затопленными береговыми линиями и переуглубленными устьевыми отрезками долин кавказского побережья. Такая синхронизация верна лишь в общих чертах. Регрессивные фазы Черноморского бассейна, по-видимому, соответствовали моментам максимального похолодания. В течение длительной позднеплейстоценовой ледниковой эпохи их было несколько, только соответствующие им погруженные береговые линии установлены еще не все. Наибольшая глубина, на которой обнаружена здесь затопленная береговая линия — 70—80 м. Ее абсолютный возраст определен в 20—25 тыс. лет<sup>8</sup>.

По-видимому, гирканский бассейн Черноморской впадины синхронен не всей раннехвалынской трансгрессии, а лишь ее второй части, или среднехвалынскому этапу, когда происходило накопление шоколадных глин в Прикаспии (Горецкий, 1953). Он существовал во время развития на Большом Кавказе второй группы стадий позднеплейстоценового оледенения —  $Q_3^4$  или  $W_3$ .

Во время же потеплений крупных межстадиалов (брянского, соменского и др. Русской равнины) должно было происходить повышение уровня вод, сопровождавшееся активным выносом обломочного мате-

<sup>7</sup> Имеются в виду континентальные отложения, залегающие местами под шоколадными глинами и разделяющие раннехвалынские морские слои на две части (Попов, 1961).

<sup>8</sup> Из того же доклада Ф. А. Щербакова 20 марта 1973 г.

риала из гор. Выносимый материал накапливался вдоль прибрежной полосы, формируя обширные площади пляжей, превратившиеся затем в террасы. Продолжавшиеся тектонические движения приподнимали участки этих террас, прислоненные к склонам приморских гор, независимо от того, опускалась или нет сама прибрежная полоса вместе с дном Черноморской впадины.

Многостадийность позднеплейстоценового оледенения не вяжется с отнесением высокой, или собственно карангатской, террасы к главному межледниковью позднего плейстоцена (микулинскому Русской равнины). До получения проверенных абсолютных датировок и других детальных исследований следует считать карагатскую трансгрессию межстадиальной, не древнее начала перерыва ( $W_2$ ), разделяющего позднеплейстоценовое оледенение на две группы стадий. Тогда можно объяснить и соотношение так называемой «цебельдинской морены» с морскими террасами. А. Р. Гептнер и В. П. Федоров (1962) писали, что накопление этих своеобразных мореноподобных отложений происходило перед формированием высокой карангатской террасы. Именно так и должно быть, если отнести несортированные мореноподобные отложения окрестностей пос. Цебельды к первой группе максимальных стадий позднеплейстоценового оледенения (по альпийской схеме  $W_1$ ). Уже получен абсолютный возраст карангатских отложений 36 тыс. лет (устное сообщение на четвертичном семинаре географического факультета МГУ 20 марта 1973 г.), но это определение требует строгой проверки; на наш взгляд, оно близко к действительности.

Наблюдения А. В. Кожевникова (устное сообщение) в низовьях р. Гумисты говорят о том, что карангатские осадки ложатся трансгрессивно на флювиогляциальные галечники, вынос которых из гор ослабевал по мере сокращения ледников, но усиления трансгрессии.

П. В. Федоров (1954, 1961) говорил о вероятности регрессивных фаз между образованием узунларской и высокой, а затем низкой карангатскими террасами, свидетельствующих о подвижности уровня Черного моря, связанного с Мировым океаном и все же чутко реагирующего на изменения климата. Многостадийность в развитии Черноморского бассейна еще сильнее была подчеркнута исследованиями А. Б. Островского (1967), установившего большое количество трансгрессивных положений уровня, разделенных регрессиями. Следовательно, об истории Черноморского бассейна в позднем плейстоцене можно сказать примерно то же, что было раньше сказано о Каспийском. Это были многочисленные регрессии и трансгрессии, сменявшие друг друга в обратном порядке по сравнению с трансгрессиями и регрессиями Каспийского моря.

Доказанная и отчасти предполагаемая связь ритмов горного оледенения с ритмами в развитии соседних бассейнов дана в табл. 10. Проводимые в ней сопоставления не являются утверждением полной синхронности ледниковых событий в горах с колебаниями уровней водоемов. Сложность природных процессов и сложность связей между ними могут вызывать некоторое расхождение или небольшую метахронность сопоставляемых явлений. Чтобы определить величину этих расхождений, нужны детальнейшие исследования и, по-видимому, многочисленные определения абсолютного возраста слоев, что возможно будет выполнить лишь в дальнейшем. В табл. 11 приведены примеры возможных отклонений в наступлении и сокращения горных ледников относительно максимумов трансгрессий и регрессий соседних бассейнов.

О том, что тектонические движения активизировались при начавшемся сокращении позднеплейстоценового оледенения, свидетельствуют

Таблица 11

## Сопоставление ритмов горного оледенения Большого Кавказа с ритмами развития соседних бассейнов

Большой Кавказ	Каспийское море	Черное море
Деградация ледников	регрессия	высокое стояние уровня, возможно слабая регрессия
Разрастание ледников	медленная трансгрессия	постепенно развивающаяся регрессия
Максимум похолодания, максимум распространения ледников	усиление трансгрессии, подпруживание рек	максимум регрессии
Начало потепления и активного таяния ледников	максимум трансгрессии	начало трансгрессии
Заметное сокращение ледников	спад трансгрессии	нарастание трансгрессии до максимума

новые вспышки вулканической деятельности, в результате которых трюги последних больших стадий заполнились молодыми лавами (позднеплейстоцен-голоценовая подфаза антропогенной фазы, по Милановскому и Короновскому).

Попутно хотелось бы заметить, что не только ледниковые и межледниковые эпохи, но также крупные стадии и межстадиалы позднеплейстоценового оледенения могли рождать мелкие дополнительные ритмы в собственно тектонических движениях, осложнявшихся гляциоизостазией. Возможно, что повторявшиеся извержения сдвигались на начало межледниковий и межстадиалов, когда активизировалось общее воздымание масс в мегаантиклинории.

#### 4. Среднеплейстоценовое оледенение

Оледенение позднего плейстоцена было длительным и достаточно мощным, чтобы уничтожить на большей площади гор следы предшествовавших ледниковых эпох. За них нередко принимают следы, оставленные максимальными стадиями позднеплейстоценового оледенения, а деятельность последних сводят к проявлениям позднеледниковых стадий.

Однако это вовсе не значит, что позднеплейстоценовое оледенение было больше среднеплейстоценового оледенения, которому оно уступало по площади, мощности и активности льдов. Об этом говорят рельеф и отложения. Следы же, оставленные деятельностью мощных фирноволедяных полей и крупных долинных ледников среднего плейстоцена, уничтожены не только непосредственным воздействием перекрывших их в позднем плейстоцене льдов. В еще большей степени они стертены интенсивнейшим течением перигляциальных склоновых процессов, распространявшихся на большие пространства оголенных, слабо или вовсе не задернованных склонов.

Следы среднеплейстоценового оледенения сохранились, естественно, за границей наиболее активного проявления процессов нивально-

гляциального и перигляциального комплексов позднеплейстоценовой эпохи. Их можно обнаружить ближе к окраине гор, у северных и южных подножий и вдоль морских побережий. Они слабо выражены в рельефе и значительно лучше в отложениях.

Над современными долинами, при выходе их из Скалистого хребта, а также на пересечении ими передовых хребтов, видны перегибы склонов на относительных высотах от 300 до 500 м, по которым намечаются контуры широких корытообразных долин. По окраине гор в низкогорных районах эти морфологически нечетко выраженные следы располагаются на относительной высоте 150—200 м.

Иная морфология широких, но неглубоких корытообразных долин по сравнению с современными более узкими и глубокими трогами есть свидетельство иных условий развития среднеплейстоценового оледенения, во-первых, более мощного, перераставшего, возможно, в полупокровное и, во-вторых, обладавшего большим эффектом геолого-геоморфологической деятельности. Последнее доказывается характером и обилием коррелятных отложений на предгорных равнинах, в краевых и межгорных прогибах.

Обращаясь к истории соседних бассейнов, мы находим подтверждение больших размеров среднеплейстоценового оледенения Кавказа. В Каспийской впадине к среднему плейстоцену относят хазарскую трансгрессию<sup>9</sup>, в Черноморской — опресненную древнеэвксинскую и не менее двух последовавших за ней осолоненных трансгрессий (шапсугскую и узунларскую). Установлена свободная связь раннехазарского и древнеэвксинского бассейнов по Манычскому проливу и не очень высокой подъем уровней обоих бассейнов даже в максимум трансгрессий.

Если трансгрессивные фазы более поздних бассейнов Каспийской впадины достаточно уверенно сопоставляются с наступанием ледников, то было бы неверным по иному оценивать события среднего плейстоцена и не связывать хазарскую трансгрессию с оледенением Большого Кавказа. Но есть и бесспорные доказательства синхронности, в первую очередь раннехазарской и древнеэвксинской трансгрессий с большим оледенением гор и равнин.

Палеоботанические данные свидетельствуют о сильном похолодании на переходе от бакинского к хазарскому и от чаудинского к древнеэвксинскому времени. Палинологические исследования показали, что накопление сингильских и нижнехазарских слоев происходило в Северном Прикаспии в условиях распространения таежной и лесотундровой растительности (Гричук, 1954).

Изменение растительности в сторону приспособления к ухудшавшимся климатическим условиям на переходе от бакинских к хазарским слоям отмечено спорово-пыльцевыми спектрами и в отложениях Александрийской опорной скважины, заложенной в Терском краевом прогибе. Впервые в низах хазара здесь получили распространение обедненные широколиственные леса из дуба и граба (Маслова, 1960).

Аналогичные палеоботанические свидетельства похолодания климата были получены и для среднего плейстоцена Черноморского бассейна. Субтропическая флора потеряла характерный для нее прежде более теплолюбивый облик на переходе от чаудинского к древнеэвксинскому времени (Шатилова, 1964).

<sup>9</sup> Это подтверждается данными Х. А. Арсланова, определившего абсолютный возраст одной из пачек раннехазарских отложений в 230 тыс. лет (доклад на симпозиуме по абсолютному возрасту на четвертичной комиссии 31 октября 1972 г.).

Вторым убедительным доказательством синхронности раннехазарской трансгрессии с максимальным среднеплейстоценовым оледенением Кавказа служит гранулометрический состав вынесенного из гор рыхлого материала, его резкое укрупнение, начавшееся с низов хазарского времени. Переход от верхнебакинских слоев к гюргянским в толщах Апшеронского полуострова, как и прилежащих к нему районах Нижнекуруинской депрессии, отмечен резким и существенным увеличением грубообломочных компонентов (Н. Ш. Ширинов, 1961; Великов, Гаджиев, 1967).

М. Д. Гаврилов (1962) также говорит о том, что в Нижнекуруинской впадине, где удалось произвести стратиграфическое расчленение четвертичных отложений, гюргянское время отличалось интенсивным выносом из гор грубообломочного материала, а мощность отложений хазарского и хвалынского ярусов в два — шесть раз больше мощности отложений бакинского яруса и тюркянского горизонта.

Обилие грубообломочного материала в хазарских толщах всего Кавказского побережья Каспия отмечается и при сравнении их с хвалынскими, которые обычно характеризуются меньшей мощностью.

То же самое можно сказать и о среднеплейстоценовых террасах подножий гор. На Северном Кавказе они занимали (до размыва флювиогляциальными водами последующего оледенения) площадь большую, чем сформировавшиеся затем позднеплейстоценовые террасы. Высотный интервал у комплекса среднеплейстоценовых террас значительно больше, чем у позднеплейстоценовых также на Каспийском побережье, где террасы охарактеризованы палеонтологически. Мощность отложений, слагающих среднеплейстоценовые террасы, превосходит мощность отложений позднеплейстоценовых террас.

Хазарское время выделялось усиленным выносом обломочного материала и со стороны Русской равнины. Об этом свидетельствует преобладание песков в хазарских толщах Северного Прикаспия, гранулометрически и минералогически существенно отличающихся от преимущественно глинистых отложений раннехвалынского времени. Не случайно знаток каспийских отложений П. В. Федоров (1957) при учете всех данных считает среднеплейстоценовое оледенение на Кавказе максимальным.

Проследить историю развития среднеплейстоценового оледенения на Кавказе при современном уровне знаний можно только в общих чертах. Максимум похолодания и оледенения приходился на низы хазарской трансгрессии, что совпадает с выводами В. А. Николаева по Северному Прикаспию (Марков, Лазуков, Николаев, 1965). Происходившее затем стадийное сокращение оледенения отмечено последовательным снижением террас подножий гор, особенно четко выраженном на Северном Кавказе.

Вдоль Каспийского побережья прослеживается до четырех-пяти раннехазарских террас и каждая из них, по-видимому, отражает одну из стадий максимального оледенения Большого Кавказа, так как трансгрессивные фазы бассейна соответствуют стадиям оледенения гор. Но история среднеплейстоценового оледенения была более сложной, чем считается теперь, когда еще не уточнена даже граница между средним и поздним плейстоценом в Прикаспии.

На Черноморском побережье к среднему плейстоцену относят древнеэвксинские террасы и первые проникновения средиземноморских соленых вод, обусловленные тектоникой и гляциоэвстатической трансгрессией Мирового океана. Кроме палеоботанических данных о сильном похолодании в низах древнеэвксинского века (Шатилова, 1964) имеют-

ся и другие данные, подтверждающие синхронность этой трансгрессии с максимальным оледенением. Как и в пределах Каспийской впадины, здесь отмечается усиленный вынос обломочного материала из гор на берег моря. Отложения этого времени покрывают обширные площади севернее Сочи у подножия сниженной части Большого Кавказа, куда не достигал вынос обломочного материала при меньшем позднплейстоценовом оледенении, и поэтому размыв древнеэвксинских отложений не произошел.

Смена опресненного древнеэвксинского бассейна осолоненным узунларским (или шапсугским и узунларским) произошла при потеплении климата и сокращении оледенения гор.

Начиная с этого времени для Черноморского бассейна доказаны многократные колебания уровня и смены опресненных и осолоненных режимов, начавшиеся, вероятно, в конце среднего плейстоцена (предполагают, с одинцовского времени) и особенно типичные для позднего плейстоцена. Опреснение древнеэвксинского бассейна в значительной степени можно связывать с воздействием на режим моря максимально оледенения, сопровождавшегося снижением испарения с поверхности и обилием стекавших с суши пресных вод.

Заслуживает внимания вопрос о невысоком стоянии уровня вод в сообщаемом древнеэвксинско-хазарском бассейне. На первый взгляд такой факт противоречит выводам о больших размерах среднеплейстоценового оледенения гор, тогда как на самом деле подтверждает это.

Низкое положение уровня опресненных сообщаемых бассейнов зависело от низкого положения, во-первых, Среднего Маныча, через который происходил свободный обмен вод между бассейнами, и, во-вторых, истока р. Босфор, через который начинался сток вод древнеэвксинского бассейна в Мраморное и затем Эгейское моря.

Низкое же положение Среднего Маныча было обусловлено не только общей тектонической ситуацией, но и гляциоизостатическим прогибанием Кавказского перешейка. Скопление большой массы фирна-льда в высокогорных и отчасти среднегорных районах создавало дополнительную нагрузку и вызывало проседание горной системы, включая ее подножия до широты Маныча. Осевший Кавказ был окружен с трех сторон опресненными водами.

Влиянием гляциоизостазии можно объяснить и значительную мощность отложений, слагающих среднеплейстоценовые террасы. Чем больше оледенение, тем значительнее «проседание» области, способствующее аккумуляции флювиогляциальных отложений на предгорной равнине, тем резче проявляется при начавшемся потеплении «всплывание» гор, сопровождающееся активизацией разрывной тектоники, и тем большее количество обломочного материала выносится к подножиям.

Большая высота и большое число хазарских террас Каспийского побережья и среднечетвертичных террас северных подножий отражают активность и ритмичность тектонических движений. Эти факты свидетельствуют о том, что снятие ледяной нагрузки происходило в виде последовательно сокращавшихся стадий.

Выделяемая Е. Е. Милановским среднеплейстоценовая подфаза антропогеновой фазы новейшего вулканизма Кавказа подтверждает интенсивность тектонических движений этого времени.

Суммируя сказанное о событиях голоцена, позднего и среднего плейстоцена, можно сделать вывод о возможном использовании метода актуализма при изучении следов древнего оледенения, о целесооб-

разности проведения палеогеографических реконструкций от современного к недавнему и к более отдаленному (Щербакова, 1964).

По геоморфологическим признакам события голоцена устанавливаются легко и с наибольшей точностью, заметно хуже и менее подробно — события позднеледникового времени и второй группы стадий позднеледниковой оледенения, еще труднее и в схематизированной форме — события первой группы стадий позднеледниковой оледенения и события среднеплейстоценовой ледниковой эпохи.

Но если недавние колебания ледников Большого Кавказа в общих чертах протекали синхронно с недавними колебаниями уровня Каспийского бассейна, то эта закономерность должна была существовать и прежде. Рассмотрение фактического материала показало, что выявленная связь ледниковых событий с колебаниями уровней соседних бассейнов оправдывает себя, включая максимальное оледенение. Крупные трансгрессии Каспия для этого времени могут служить доказательством сильных изменений климата и больших колебаний ледников. Но распространение тех же аналогий на более ранние эпохи нужно проводить очень осторожно.

## 5. Оледенение раннего плейстоцена и эоплейстоцена

Следы раннеледниковой оледенения не сохранились в рельефе гор, так как стертые максимальным оледенением среднего плейстоцена. Встречавшиеся упоминания о миндельской морене, сохранившейся на склонах современных долин на относительной высоте нескольких сот метров (Церетели, 1959; Милановский, 1966), ошибочны и вызваны тем, что не принималась во внимание интенсивность склоновых процессов.

Нижнеледниковые террасы у подножия гор выделяются не всегда уверенно, за исключением Каспийского побережья, для которого большинством авторов даются ранне- и позднеледниковые террасы, отвечающие двум этапам бакинской трансгрессии. Однако время бакинской трансгрессии нельзя отождествлять с ранним плейстоценом, что стало ясно в последние годы.

Нечеткая выраженность бакинских террас вдоль северного подножия гор, по-видимому, объясняется тоже большими размерами среднеплейстоценовой оледенения, отчасти размывшего предшествовавшие ему отложения, отчасти перекрывшего их новыми флювиогляциальными галечниками и валунниками.

Более или менее доказанный бакинский возраст имеют только валунно-галечные континентальные отложения Среднекуринской и Нижнекуринской впадин, но их состав не может быть принят ни за доказательство большого горного оледенения, ни за его опровержение.

В поисках других надежных признаков обратимся к истории Каспия. Известно, что хорошо выраженная бакинская трансгрессия, относимая к раннему плейстоцену, достигала больших размеров (примерно равных раннехазарской трансгрессии). Она широким проливом соединялась с трансгрессировавшим чаудинским бассейном и проходила в два крупных этапа (ранне- и позднеледниковая-бакинский). Следовательно, имеются гидрологические признаки двукратного похолодания климата в бакинское время и значительного потепления между этими этапами, перед ними, а также после них на переходе к раннехазарской трансгрессии (Федоров, 1957).

Приводимые факты можно принять за доказательство двукратно-го появления оледенения на Большом Кавказе в бакинское время, так как высота гор тогда была для этого достаточной. Однако о размерах этих оледенений нужно говорить очень осторожно потому, что ни характер формировавшихся тогда отложений, ни палеоботанические данные не свидетельствуют о большом похолодании. Как указывалось выше, палинологические анализы говорят о резком похолодании на границе раннего и среднего плейстоцена на переходе от бакинского и чаудинского времени к хазарскому и древнеэвксинскому, когда произошло и очень резкое укрупнение выносимого из гор обломочного материала. Бакинский век представляется, наоборот, временем более спокойного выноса из гор обломочного материала и в целом достаточно теплой эпохой, когда на Северном Кавказе продолжали господствовать смешанные леса со значительным количеством широколиственных пород. Следует отметить, что Е. Е. Милановский считает ранний плейстоцен эпохой относительного затишья новейшего вулканизма, что тоже типично для теплого времени.

Однако по спорово-пыльцевой диаграмме Александрийской опорной скважины и крелиусной скважины 4 (рис. 1, Маслова, 1960) в бакинских слоях улавливаются два несильных похолодания в виде двух минимумов широколиственных пород, которым соответствуют максимумы ели, березы и сосны. Этапы похолоданий разделены на диаграмме максимумом широколиственных древесных пород и резким сокращением ели и березы, что говорит о потеплении климата примерно в середине бакинского времени. Наиболее теплолюбивые широколиственные (орех, гикария, птерокария) сохранялись только до первого бакинского похолодания, но четвертичные широколиственные присутствуют по всей толще, изменяясь количественно, но не исчезая.

Следовательно, палеоботанические данные допускают двукратное развитие горного оледенения в течение бакинского времени, но небольших размеров, потому что у северных подножий Большого Кавказа сохранялись достаточно термофильные условия обитания и очень теплые — на Черноморском побережье. Следует ли эти два оледенения считать самостоятельными эпохами или только стадиями (группами стадий) и с какими ледниковыми эпохами Русской равнины их нужно синхронизировать, остается неясно. Прежде бакинскую трансгрессию относили к окскому (миндельскому) оледенению (Православлев, 1926; Жуков, 1935, 1945), а в последнее время все больше сдвигают вверх — в лихвинское межледниковье. В монографии, посвященной четвертичному периоду (Марков и др., 1965), к окскому оледенению отнесены вторая половина тюркянской регрессии и первая половина бакинской трансгрессии, а к лихвинскому межледниковью — вторая половина бакинской трансгрессии и большая часть длительной регрессии, разделявшей бакинское и хазарское время.

Наконец, А. И. Москвитин (1958, 1967, 1970) считает возможным отнести бакинскую трансгрессию в целом к среднеплейстоценовому межледниковью, выделив в нем два похолодания, не достигавших размеров ледниковых эпох. Это мнение наиболее сильно расходится с установленными представлениями о раннеплейстоценовом возрасте бакинской трансгрессии. Оно показывает, насколько дискуссионны в настоящее время многие вопросы синхронизации морских бассейнов юга с ледниковыми событиями в горах и на равнинах и вместе с тем насколько важно их уточнить.

Чем же можно объяснить большие размеры чауда-бакинской трансгрессии, примерно равные раннехазарской трансгрессии, если похоло-

дание климата в эти эпохи было столь различно? По-видимому, меньшей аридностью климата Каспийской области в бакинское время. При более мягком климате сравнительно слабое похолодание давало тот же гидрологический эффект, что и сильное похолодание при возросшей континентальности климата.

Таким образом, переходя от эпохи максимального оледенения к предшествовавшему времени, легко убедиться в том, что регрессию между бакинской и хазарской трансгрессиями следует рассматривать как важный палеогеографический рубеж, ниже которого закономерно, выявленные для позднего плейстоцена и голоцена, верны лишь отчасти. Начало хазарского века было тем временем, когда похолодание и параллельное с ним усиление континентальности создали климатические условия, благоприятствовавшие развитию мощного горного оледенения, перераставшего в полупокровное.

Говоря о древнем оледенении Большого Кавказа, нельзя ограничиться плейстоценом в его обычных границах, не коснувшись эоплейстоцена (позднего плиоцена).

Во-первых, со времени появления в свет альпийской стратиграфической схемы, в которой было выделено предчетвертичное позднеплиоценовое оледенение, названное гюнцским, в палеогеографических реконструкциях принято разбирать вопрос об этом древнем оледенении гор.

Во-вторых, делается это не без оснований, так как в рельефе и отложениях гор, в том числе Большого Кавказа, обнаруживаются следы какой-то или каких-то весьма отдаленных ледниковых эпох.

В-третьих, в Скалистых горах Северной Америки определен абсолютный возраст наиболее древней морены, равный 2,5 млн. лет, что явилось объективным подтверждением реальности позднеплиоценового оледенения гор.

На Большом Кавказе, как уже говорилось выше, геолого-геоморфологические наблюдения не противоречат, а скорее склоняют к признанию позднеплиоценового оледенения — одного или нескольких. К более надежным признакам этого относятся несортированные грубообломочные (с глыбами) отложения Кусарской наклонной равнины (верхний апшерон) и дислоцированные плохо промытые и почти не сортированные акчагыл-апшеронские отложения Сунженского хребта, обнажающиеся в Эльхотовских воротах над р. Терек. В литературе имеются также ссылки на позднеплиоценовые морены, залегающие под позднеплиоценовыми лавами на междуречьях северного склона Центрального Кавказа (Милановский, 1966); возраст их, однако, не вполне доказан.

О больших размерах позднеплиоценового оледенения Кавказа говорит и Л. И. Маруашвили (1956, 1961), основываясь на палеоботанических данных. Он противопоставляет его по величине позднеплейстоценовому оледенению, размеры которого ошибочно преуменьшает, но, возможно, более правильно оценивает позднеплиоценовое оледенение и его значение в преобразовании природы Кавказа.

Возвращаясь к спорово-пыльцевой диаграмме Александрийской опорной скважины, можно еще раз убедиться в том, что на границе среднего и позднего плиоцена произошло сильное похолодание и затем в течение акчагыл-апшерона похолодания повторялись несколько раз. И. В. Маслова выделяет одно похолодание в акчагыле (первая половина акчагыла, подакчагыльская толща) и три похолодания в апшероне, из которых последнее, самое значительное, служило как бы преддверием четвертичному периоду. Позднеапшеронское похолодание, видимо,

можно сопоставлять с гюнцем альпийской схемы, что оправдывается абсолютными датировками и палеомагнитными данными; верхи апшерона, как и гюнцская эпоха Альп, имеют возраст от 690 тыс. до 1 млн. лет. Более ранние похолодания апшерона и ажчагыла можно сравнивать с дунаем альпийской схемы. Возраст раннеажчагыльского похолодания, по абсолютным датировкам и палеомагнитным данным, около 2,5 млн. лет<sup>10</sup>.

Но если в позднем плиоцене (эоплейстоцене) в горах Кавказа было одно или даже несколько оледенений, то подходить к их рассмотрению с закономерностями, полученными для недавних событий, было бы вообще неправильно. Геолого-геоморфологическая деятельность эоплейстоценовых оледенений должна была отличаться большей активностью фирново-ледяных толщ и талых вод, в том числе гляциальных селей. Этим объясняется огромное количество вынесенного из гор несортированного грубообломочного материала, сохранившегося на Кусарской наклонной равнине. Необходимо учитывать и то, что в ряде районов эоплейстоценовое оледенение сочеталось с мощной вулканической деятельностью, превосходившей вулканическую деятельность плейстоцена.

Оценивая каспийские трансгрессии в эоплейстоцене, наряду с тектоническим фактором нужно иметь в виду и теплый мягкий климат того времени. Тогда похолодание могло вызывать очень большие трансгрессии замкнутого водоема. Однако решать вопрос о главных причинах позднелистоценовых трансгрессий можно только на материалах, полученных по обширной территории, включающей прилегающие равнины.

Итак, горное оледенение, возникнув, возможно, в эоплейстоцене, было главным событием четвертичного периода на Большом Кавказе.

Каждая ледниковая эпоха имела долгую и сложную историю развития и была многостадийна, о чем дает представление самое недавнее позднелистоценовое оледенение, деятельность которого достаточно полно отражена в современном рельефе.

На переходе от ледниковых эпох к межледниковьям горное оледенение не исчезало, но из большого облегающего перерастало в незначительное каровое и мелкодолинное. Сокращаясь и пульсируя, небольшие ледники продолжали существовать в высокогорье, почти исчезая лишь в максимумы потеплений. Из-за этого может казаться, что в горных условиях ледниковые эпохи длились дольше, чем на равнинах, укорачивая межледниковья. По-видимому, это и дало повод некоторым исследователям высказать предположение о единой ледниковой эпохе на Кавказе, начавшейся с максимального оледенения среднего плейстоцена и длившейся в виде ряда стадий до конца позднего плейстоцена. Сторонники такой точки зрения не принимают во внимание качественных изменений ледниковых явлений и всей природной обстановки, происходивших при смене холодных эпох теплыми.

Межледниковые эпохи (как и эпоха голоцена) были на Большом Кавказе подлинно теплыми эпохами. Они характеризовались широким распространением в горах лесов и высокогорных лугов, продолжающимся развитием малых форм оледенения, игравшим подчиненную роль в рельефообразовании и осадконакоплении. Ледниковые же эпохи и на Большом Кавказе были подлинно холодными эпохами. В максимумы похолодания в горах доминировали нивальный и субнивный поясы, а лесной вытеснялся к подножиям. Геолого-геоморфологическая дея-

<sup>10</sup> Такой же возраст получен для самой древней морены Скалистых гор.

тельность оледенения и сопровождающих процессов распространялась на всю горную страну.

Попытка приписать древнему оледенению Большого Кавказа особую историю и резко выраженную метахронность по отношению к другим горным странам и равнинным территориям несостоятельна. Об этом убедительно свидетельствует закономерная сопоставимость ледниковых событий, происходивших в горах Кавказа, с историей развития соседних бассейнов. Режим последних в свою очередь тесно связан с историей оледенения Русской равнины, а режим Черного моря — даже с гляциоэвстатическими колебаниями уровня Мирового океана.

Г. И. Горецкий (1962) в статье, посвященной возрастным и пространственным соотношениям антропогенных террас Кубани, говорит о важности увязки отложений Северного Кавказа с отложениями Азово-Черноморской впадины, Манычского пролива и Каспия, а через них с отложениями долин Дона, Днепра, Дуная и др. Он пишет: «На основе этих данных можно подойти к решению вопросов о синхронности равнинных и горных оледенений Европейской части СССР».

Не отрицая своеобразия палеогеографического развития Большого Кавказа в целом, а также его отдельных частей (Центрального, Западного и Восточного Кавказа), обусловленных географическим положением и особенностями тектонико-геоморфологического строения, мы, однако, отстаиваем ту точку зрения, что направленность и ритмичность событий четвертичного периода здесь подчинялись тем общим закономерностям, которые распространялись на обширные территории и охватывали целые климатические пояса. Палеогеографическое своеобразие Большого Кавказа ограничивалось в конце концов деталями и не нарушало общих тенденций развития, отражавших климатические изменения широких, по-видимому, планетарных масштабов.

Если стоять на позициях полигляциализма и признавать для равнин чередование ледниковых и межледниковых эпох, а не только стадий оледенения и межстадиалов, то нужно признать то же самое и для Кавказа. Последовательность главных событий в горах и на равнинах была одинаковой.

Еще более несостоятельна точка зрения о том, что различные области Большого Кавказа имели и различную историю древнего оледенения — единую среднеплейстоцен-позднеплейстоценовую эпоху в Восточном Кавказе и три-четыре эпохи оледенения в Центральном (Н. В. Думитрашко и др., 1962).

Велика роль новейших тектонических движений в развитии древнего оледенения гор как фактора, предопределившего своими долгими проявлениями в течение миллионов лет возможность скопления льдов в горах на низких широтах. Но столь сильные местные различия, способные превратить межледниковую эпоху в ледниковую, тектонические движения создать не могут, потому что они действуют несоизмеримо медленнее, чем происходят изменения климата — самого подвижного компонента природы земной поверхности.

Непонятно, каким образом рядом с Каспийской областью, в морфологии берегов которой отражены многократные колебания климата, общие для больших пространств, располагались бы горы, в пределах которых изменения климата происходили в иной последовательности.

От интенсивности тектонических движений зависит четкость следов, оставленных эпохами и стадиями оледенения. В пределах Центрального Кавказа эти следы выражены ясно потому, что оледенение было сильнее. Но трудность выявления следов всех эпох и стадий в

других районах нельзя принимать за доказательство их отсутствия.

Итак, малые формы оледенения следует в горах рассматривать как явления теплых эпох, главным образом межледниковий, отчасти также крупных межстадиалов. Аналогичное наблюдается и на равнинах, поскольку деградирующие ледяные шапки продолжают существовать в Арктике до настоящего времени, хотя голоцен приравнивается к межледниковью; они исчезали или почти исчезали (за исключением Гренландского покрова) лишь в моменты наиболее сильных потеплений (климатических оптимумов).

Неоднократно повторявшееся низкое стояние уровня Каспия на 10—20 и более метров ниже современного показывает, насколько сильно сокращалось оледенение Большого Кавказа в климатические оптимумы. Даже в климатический оптимум голоцена леса продвигались в верховья долин на сотни метров выше их современного распространения.

Подобные сведения имеются и для широтных зон Русской равнины, так как в послеледниковый климатический оптимум граница леса и тундры располагалась в Евразии много севернее ее современного положения, а в климатический оптимум позднеплейстоценового межледниковья (микулинского) леса вытесняли тундру на острова Арктики, где теперь доминирует ледяная зона.

### З а к л ю ч е н и е

Сложно построенным высоко поднятым сводово-глыбовым сооружением вступил Большой Кавказ в плейстоцен, сохраняя в дальнейшем интенсивность восходящего развития. Чередование холодных и теплых эпох, также их многостадийность, обусловленные общеклиматическими изменениями на обширных пространствах, явились главными событиями четвертичного периода и на данной территории.

Горное оледенение, возникшее, возможно, в эоплейстоцене, стало мощным фактором преобразования природы гор. Оно не исчезало на переходе от ледниковых эпох к межледниковым, но из большого облекающего древовидно-сетчатого перерастало в малое каровое и мелкодолинное.

В течение всего плейстоцена, как эндогенные, так и экзогенные процессы протекали активно, осуществляя подлинно быстрое развитие неоднократно изменявшегося рельефа. Древнее оледенение не просто оставило следы в рельефе и отложениях Большого Кавказа, но существенно отразилось в их морфологии, в значительной степени определив облик этой горной страны. Само создание гор, их высота зависели не только от интенсивности новейших тектонических движений, но также от быстроты разрушения поднимавшегося свода (мегаантиклинория).

Денудационный срез был велик и за всю орогеническую эпоху равнялся современной высоте гор или, во всяком случае, выражался величиной одного с ней порядка. Если принять суммарный денудационный срез в осевой зоне Центрального Кавказа за майкоп-четвертичный период равным 3—5 км, то примерно  $\frac{1}{3}$  его придется на поздний плиоцен и плейстоцен, составляющие не более  $\frac{1}{10}$  продолжительности всей эпохи горообразования. Резкое увеличение скорости денудации в плейстоцене мы считаем результатом активной деятельности процессов нивально-гляциального и перигляциального комплексов.

Мелкие формы оледенения, продолжая развиваться в межледниковые эпохи и в голоцене, показывают существенное различие, а вместе с тем тесную связь и диалектическую преемственность рельефообразующих процессов теплого и холодного времени. Многократная смена этих условий увеличивала эффект денудации за каждую эпоху и за весь плейстоцен в целом.

Характерные черты морфологии Большого Кавказа с его большими относительными высотами, глубоким и дробным расчленением крутых склонов сформировались в голоцене при деградации оледенения под

воздействием рек, мелких ледников и лавин. В этом смысле рельеф его подлинно современный, и главная тенденция наблюдающегося теперь развития надолго сохранится в будущем.

Вместе с тем в морфологии гор продолжают играть большую роль реликтовые формы ледниковых эпох и стадий, наслоившиеся друг на друга. Несравнимо меньшее значение имеют следы более отдаленных доледниковых этапов развития, не уничтоженные денудацией только по окраине гор. Сохранившиеся в верхнем ярусе всех тектонико-геоморфологических зон различные по генезису поверхности выравнивания в основном свидетельствуют об особенностях рельефообразования, господствовавших здесь в холодные эпохи.

Древнее оледенение Большого Кавказа, подчиняясь общеклиматическим изменениям, испытывало наряду с тем воздействие местных природных условий, отразившихся в размерах оледенения, в контурах и плане распределения фирново-ледяных полей и долинных ледников, но не нарушивших той последовательности главных событий, которая наблюдалась в умеренном и северной части субтропического поясов.

Своеобразие природных условий, в которых развивалось древнее оледенение Большого Кавказа, было обусловлено главным образом тектоникой. Оно заключалось в зональном строении линейно-вытянутого и сложнопостроенного мегаантиклинория с резко доминирующим осевым поднятием и асимметричным строением крыльев. Тектонико-геоморфологические зоны были вместе с тем зонами различного режима процессов нивально-гляциального и перигляциального комплексов, и потому сочетание зон определяло параметры древнего оледенения всей горной страны и ее отдельных районов.

Второй особенностью природных условий было пограничное положение Большого Кавказа между умеренным поясом на севере и субтропическим на юге, а также соседство с влажной Черноморской областью на западе и аридной Каспийской на востоке. Эти обстоятельства усиливали местные различия в пределах Большого Кавказа, не вызывая при этом асинхронного развития ледников даже в отдаленных друг от друга районах.

Трудно переоценить значение древнего оледенения и сопутствовавших процессов (перигляциальных и флювиогляциальных) для рельефообразования и осадкообразования.

Сущность геолого-геоморфологической деятельности горного оледенения заключается в том, что оно не пассивно приспосабливается к условиям, созданным до него другими процессами, но оказывает на все обуславливающие его факторы ответное воздействие. Горное оледенение не только чутко реагирует на происходящие климатические изменения, но создает при этом микроклимат, благоприятствующий его саморазвитию.

Горное оледенение не просто испытывает на себе влияние геоморфологического фактора, но в процессе развития само вырабатывает рельеф, способствующий его сохранению и росту. Облекающее горное оледенение создает над снеговой границей специфический гляциопенеплен, который служит обширным ледосбором и тем самым стимулирует развитие большого горного оледенения, возможно, перерастающего местами в полупокровное. Малое горное оледенение вырабатывает мелкие отрицательные формы рельефа, необходимые для сохранения изолированных мелких пятен фирна-льда при небольшом положительном балансе снега в областях аккумуляции.

Наконец, горное оледенение не только функция тектонических движений, но, достигнув значительных размеров, само начинает заметно

влиять на тектонику, вызывая появление дополнительных гляциоизостатических ритмов. Правда, эти ритмы не очень больших амплитуд — не сотен метров, как в случае ледниковых щитов, а лишь десятков (чаще первых десятков) метров, однако и они имеют большое значение, потому что объясняют ритмичность движений, созвучную ледниковым эпохам и стадиям.

Правильную оценку геолого-геоморфологической деятельности древнего оледенения следует признать одним из главных условий успешных палеогеографических реконструкций, а также необходимой предпосылкой детального изучения новейших тектонических движений во всем разнообразии их проявлений: скорости и амплитуд поднятий, изменения тектонического режима во времени и пространстве, действия разрывных нарушений и дифференцированных движений.

Палеогеографические реконструкции и разработку стратиграфии плейстоценовых отложений рассмотренной области следует проводить в тесной увязке с соседними бассейнами. Это обеспечит взаимную проверку выводов и позволит определить место Большого Кавказа в общей цепи природных изменений плейстоцена умеренного и северных частей тропического поясов.

Хорошо прослеживаемые события последних тысячелетий в горах и на соседних территориях доказывают сопоставимость стадийных и более мелких колебаний горного оледенения с режимом соседних бассейнов, а через них с климатическими изменениями на обширных пространствах. Усиление — сокращение горного оледенения в общих чертах соответствует трансгрессиям — регрессиям Каспийского бассейна и, наоборот, регрессиям — трансгрессиям Черного моря.

## Литература

- Абих Г. В. Исследования настоящих и древних ледников Кавказа. «Сборник сведений с Кавказа», т. I. Тифлис, 1871.
- Адалия Ш. А., Дзоценидзе Н. М., Мацхонашвили Г. К., Меладзе Г. К. О возрасте «базалетской серии». «Изв. Геол. об-ва Грузии», 1965, т. 4, вып. 2.
- Алешинская З. А., Бондарев Л. Г., Воскресенская Т. Н., Лефлат О. Н. Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины. Изд-во МГУ, 1971.
- Ализаде А. А. Майкопская свита Азербайджана и ее нефтеносность. Баку, 1945.
- Аракелянц М. М., Борсук А. М., Шанин Л. Л. Новейшая гранитоидная вулканоплутоника формаций Большого Кавказа по данным калий-аргонового датирования. ДАН СССР, 1968, т. 182, № 5.
- Афанасьев Г. Д. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. Доклады советских геологов на 22 сессии МГК. Проблема III. М., «Наука», 1964.
- Борсук А. М., Аракелянц М. М., Шанин Л. Л. Этапы кайнозойского гранитоидного магматизма и молибденового рудогенеза на Северном Кавказе по геологическим и радиологическим данным. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1972, № 2.
- Боч С. Г. и Краснов И. И. О нагорных террасах и древних поверхностях выравнивания на Урале и связанных с ними проблемах. «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1943, вып. 1.
- Боч С. Г., Краснов И. И. Процесс гольцового выравнивания и образования нагорных террас. «Природа», 1951, № 5.
- Боч С. Г. и Краснов И. И. О происхождении ярусности рельефа Урала. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1951, № 1.
- Будагов Б. А. О новейших тектонических движениях юго-восточного Кавказа. ДАН АзССР, 1958, т. 4, № 5.
- Будагов Б. А. Морские и речные террасы северного склона Юго-Восточного Кавказа. «Изв. АН АзССР», сер. геол.-геогр., 1959, № 3.
- Будагов Б. А. О характере новейших тектонических движений в районе Шахдагского массива (Юго-Восточный Кавказ) в связи с находкой верхнесарматской фауны. ДАН СССР, 1964, т. 155, № 2.
- Будагов Б. А. Геоморфология и новейшая тектоника Азербайджанской части Большого Кавказа. Автореф. докт. дисс. Баку, 1967.
- Бурчак-Абрамович Н. И., Джафаров Р. Д. Бинагодинское месторождение верхнечетвертичной фауны и флоры на Апшеронском полуострове. «Тр. Естеств.-ист. музея АН АзССР», 1955, вып. X.
- Варданянц Л. А. О древнем аллювии на Ходском перевале в окрестностях Садонского рудника. «Зап. Минерал. о-ва», 1932, сер. 2, ч. II, № 2.
- Варданянц Л. А. Причины оледенений и опыт генетической синхронизации процессов орогении, оледенения и эрозии. «Тр. II Межд. конф. асс. по изуч. четвертичного периода Европы», 1933, вып. II.
- Варданянц Л. А. Постплистоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван, 1948.
- Варенцов М. И. и Мордовский В. Т. Геологическое строение северного борта Гори-Мухранской депрессии. М., Изд-во АН СССР, 1954.

- Великов Б. Г., Гаджиев Р. А. Об антропогенных террасах западного побережья Каспийского моря. ДАН АзССР, 1967, № 9.
- Великовская Е. М. О древних продольных речных долинах Большого Кавказа. НДВШ, геол.-геогр., 1958, № 4.
- Великовская Е. М. К вопросу о плиоценовом оледенении Осетинской равнины. «Изв. высш. уч. зав.», геол. и разв., 1959, № 9.
- Великовская Е. М. Верхнеплиоценовые континентальные отложения Кубанского прогиба. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1960, вып. 5.
- Великовская Е. М. и Кожевников А. В. О происхождении мореноподобных толщ в долинах Терека, Гизельдона и Уруха. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1959, № 4.
- Великовская Е. М., Кожевников А. В., Фомин В. И. Еще раз о морене у Цебельды. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1960, № 4.
- Величко А. А. Геологический возраст верхнего палеолита центральных районов Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Верещагин Н. К. Плейстоценовые позвоночные из пещеры Кударо I в Юго-Осетии и их значение для разработки истории фауны и ландшафтов Кавказа. ДАН СССР, 1957, т. 113, вып. 6.
- Верещагин Н. К. Млекопитающие Кавказа (История формирования фауны). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959.
- Виленкин В. Л. О сохранности следов бакинского и хазарского оледенений на северном склоне Большого Кавказа (Северная Осетия). «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1964, т. 96, вып. 4.
- Виленкин В. Л. По поводу вероятности древних предгорных оледенений на Северном Кавказе (на примере Северной Осетии). «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1964, т. 96, вып. 6.
- Воскресенский С. С. Соотношение тектонических поднятий и денудационного среза. В кн.: «Геоморфологические и гидрологические исследования». Изд-во МГУ, 1968.
- Габриелян Г. К. Интенсивность денудации на Кавказе. «Геоморфология», 1971, № 1.
- Гаврилов М. Д. Геоморфология Кура-Араксинской низменности. В кн.: «Геология Азербайджана», том Стратиграфия и геоморфология. Изд-во АН АзССР, 1952.
- Гаврилов М. Д. Основные черты рельефа и четвертичной тектоники Куринской впадины. В кн.: «Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии». Сборник материалов КЮГЭ, вып. 7. Ленинград, 1962.
- Герасимов А. П. Геологический очерк бассейна верхней Малки. «Тр. ЦНИГРИ», 1936, вып. 62.
- Герасимов А. П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хр. в бассейнах рек Малки и Кумы. М., Госгеолиздат, 1940.
- Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- Гвоздецкий Н. А. Следы древнего оледенения и карст на Скалистом хребте (Северный Кавказ). «Природа», 1946, № 4.
- Гвоздецкий Н. А. Физическая география Кавказа, вып. 1. Изд-во МГУ, 1954.
- Гвоздецкий Н. А. и Муратов М. В. Наблюдения над современными физико-географическими процессами в бассейнах Хасаута и Эшакона (Северный Кавказ). «Бюлл. Комисс. по изуч. четвертичного периода», 1948, № 12.
- Гептнер А. Р. и Федоров П. В. Ледниковые образования района Цебельды и их соотношения с террасами Кодора и морскими слоями Черноморского побережья. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1962, вып. 6.
- Голубев Г. Н. и др. Опыт изучения гляциальных селей Большого Кавказа. В кн.: «Успехи советской гляциологии». Фрунзе, 1968.
- Горецкий Г. И. О палеогеографии Приазовья и Западного Приманья в узунларско-гирканский и буртаский века. «Вопр. геогр.», сб. 33. М., Географгиз, 1953.
- Горецкий Г. И. О гирканском этапе в истории Прикаспия. «Новости нефтяной техники», 1957, № 6.
- Горецкий Г. И. О соотношении морских и континентальных осадков Приазовья, Приманья и Нижнего Придона. «Тр. Комисс. по изуч. четвертичного периода», 1957, XIII.
- Горецкий Г. И. О возрастных соотношениях осадков узунларской и карангатской трансгрессии. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1959, вып. 2.
- Горецкий Г. И. Великие пра-реки антропогена Русской равнины. «Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертичного периода», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Горецкий Г. И. О возрастных и пространственных соотношениях антропогенных террас р. Кубани. «Тр. Комис. по изуч. четвертичного периода», 1962, т. XIX.
- Городцов В. А. Ильская палеолитическая стоянка по раскопкам 1937 года. «Бюлл. Комисс. по изуч. четвертичного периода», 1940, № 6—7.

- Гричук В. П. Верхнечетвертичная лесная фаза в истории растительного покрова Нижнего Поволжья. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», 1952, вып. 52.
- Гричук В. П. Материалы к палеоботанической характеристике четвертичных и плиоценовых отложений северо-западной части Прикаспийской низменности. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 61, 1954.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», сер. геол., вып. 64, № 17, 1948.
- Гросгейм В. А. О смещении главного водораздела Большого Кавказа. «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1950, № 3.
- Гросгейм В. А. К вопросу об истории осадконакопления в мезокайнозое на территории Сев. Кавказа и Предкавказья. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1957, вып. 2.
- Гросгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. «Тр. ВНИГРИ», вып. 190, 1961.
- Динник Н. Я. Современные и древние ледники Кавказа. «Зап. Кавк. отд.», кн. 14, вып. 1, 1890.
- Добродеев О. П. Влияние леса на выветривание и осадконакопление. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1966, № 2.
- Добродеев О. П. Новейшие отложения Минусинской котловины и ее горного обрамления. Сб.: «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек», вып. 1. Изд-во МГУ, 1968.
- Думитрашко Н. В. Проблемы происхождения и возраста поверхностей выравнивания. «Тр. конф. по геоморфологии Закавказья». Баку, 1953.
- Думитрашко Н. В. Древнее оледенение. В кн.: «Геоморфология Азербайджана». Баку, 1959.
- Думитрашко Н. В. Новейшая тектоника Кавказа. «Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертичного периода», т. II. М. Изд-во АН СССР, 1961.
- Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А., Будагов Б. А. Рельеф и новейшая тектоника юго-восточного Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Думитрашко Н. В. и др. Древние оледенения Кавказа и их сопоставление с оледенениями Русской равнины. «Тр. Комис. по изуч. четвертичного периода», т. XIX, 1962.
- Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А., Муратов В. М. Поверхности выравнивания Кавказа. «Тез. докл. всесоюз. совещ. по палеогеогр. и геоморфологии Кавказа». Тбилиси, 1963.
- Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А. Современные проблемы геоморфологии Кавказа. «Вопросы географии», сб. 74. М., «Мысль», 1968.
- Ермаков А. В. Мерзлотные формы рельефа на Кавказе. М., «Природа», 1958, № 10.
- Евтеев С. А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. М., «Наука», 1964.
- Жижченко Б. П. Проект унифицированной схемы деления неогеновых и антропогенных отложений южных областей Советского Союза. Изд. ВНИИГАЗ. М., 1967.
- Жуков М. М. К стратиграфии каспийских осадков Низового Поволжья. «Тр. Комис. по изуч. четвертичного периода», т. IV, вып. 2, 1935.
- Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история Севера Прикаспийской впадины. В кн.: «Проблемы Западного Казахстана», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1945.
- Замятин С. Н. Итоги последних исследований Ильского палеолитического местонахождения. «Тр. II Междунар. конф. Асс. по изуч. четвертичного периода Европы», 1934, вып. 5.
- Замятин С. Н. Палеолит Абхазии. «Тр. Ин-та Абхазск. культ.», т. 10, 1937.
- Замятин С. Н. Изучение палеолитического периода на Кавказе за 1936—1948 гг. «Мат-лы по четвертичному периоду СССР», вып. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Занина А. А. Климат СССР, вып. 2. Кавказ. Л., Гидрометеиздат, 1961.
- Захаров Ю. Ф. О возрасте рельефа Северного, Приполярного и Полярного Урала. «Геология и геофизика», 1966, № 11.
- Зенков Н. А. Дарьяльская плотина на р. Терек. «Геология и плотины». М.—Л., Госэнергоиздат, 1959.
- Иванова И. К. Материалы к стратиграфии травертинов горы Машук в окрестностях Пятигорска. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1946, вып. 5.
- Иванова И. К. Вопросы геологии палеолита и истории изучения ископаемого человека на VI конгрессе Международной ассоциации. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1962, т. 37, вып. 5.
- Иванова И. К. Геологический возраст ископаемого человека. М., «Наука», 1965.
- Ивановский Л. Н. Разрушение рельефа древних поверхностей выравнивания морозно-солифлюкционными процессами на Алтае. В кн.: «Поверхности выравнивания», вып. 1. Иркутск, 1970.
- Иверонова М. И. Опыт количественного анализа процессов современной денудации. «Изв. АН СССР», география, 1969, № 2.

- Игнатов Е. И. Древние береговые линии на дне Каспийского моря. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1970, № 3.
- Кадильников И. П. Вулканы Приказбекского района и Кельского нагорья. «Уч. зап. Моск. гор. пед. ин-та им. Потемкина», 1955, т. XXXIX.
- Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР. Гидрометеоздат. Л., 1937.
- Калинин Г. П., Марков К. К., Суетова И. А. Колебания уровня водоемов земли в недавнем геологическом прошлом. «Океанология», 1966, вып. 5.
- Каплин П. А., Гракова И. В., Парунин О. Б., Федоров Г. В., Шлюков А. И. Список радиоуглеродных датировок лаборатории географического факультета МГУ и института океанологии АН СССР. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1971, № 4.
- Каплин П. А., Гракова И. В., Парунин О. Б., Федоров Е. В., Шлюков А. И., Хаит В. В. Список радиоуглеродных датировок лаборатории географического факультета МГУ и института океанологии АН СССР. «Бюлл. по изучен. четвертич. периода (приложение)», 1972, № 39.
- Каплина Т. Н. Криогенные склоновые процессы. М., «Наука», 1965.
- Карандеева М. В. О новой трансгрессии Каспийского моря. «Вопр. геогр.», сб. 24. Географиз. М., 1951.
- Карта новейшей тектоники юга СССР ВНИГНИ, м-б 1 : 1 000 000 (глав. ред. Л. П. Полканова), 1971.
- Квасов Д. Д. Гидрология среднеплейстоценового Каспия. ДАН СССР, 1964, т. 158, № 2.
- Кинд Н. В. Некоторые новые данные об абсолютной хронологии верхнего плейстоцена и возраст верхнепалеолитических стоянок Европы. «Бюлл. комис. по изуч. четвертич. периода», 1962, № 27.
- Кириллова И. В. и др. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Клопов С. В., Клопова А. С. Гидроэнергетические ресурсы Кабардинской АССР и пути их использования. Природные ресурсы Кабардинской АССР. Изд-во АН СССР, 1946.
- Ковалев П. В. К вопросу о происхождении Тубельского вала в долине р. Баксана. Сб. «На просторах родины чудесной». Харьков, 1952.
- Ковалев П. В. Геоморфологические исследования в Центральном Кавказе (бассейн р. Баксан). Харьков, 1957.
- Ковалев П. В. Вопросы четвертичного оледенения Кавказа. «Мат-лы Кавказской экспедиции (по программе МГГ)». Харьков, 1965.
- Ковалев П. В. Закономерность развития оледенения на территории Большого Кавказа. Геогр. фак. МГУ, 1966 (ротапринт).
- Ковалевский С. А. Континентальные толщи Аджиноура (стратиграфия и генезис). Баку, 1936.
- Когошвили Л. В. Геологическое строение и развитие молодых прогибов Мухранской и Базалетской долин. «Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР», сер. геол., т. XIII, 1963.
- Когошвили Л. В. Современные движения земной коры на Кавказе. В сб.: «Глубинное строение Кавказа». М., «Наука», 1966.
- Когошвили Л. В. Живая тектоника Грузии и ее воздействие на рельеф. Тбилиси, 1970.
- Кожевников А. В. Новое о геоморфологии и строении аллювия долины Кубани. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1961, № 1.
- Кожевников А. В. Верхний плейстоцен долин Теберды и Кубани. «Бюлл. Комис. по изуч. четвертичного периода», 1962, № 27.
- Кожевников А. В. Террасы р. Сулак в предгорьях Кавказа. В кн.: «Вопросы региональной геологии СССР». Изд-во МГУ, 1964.
- Кожевников А. В. Эоплейстоцен Поволжья и предгорий Кавказа. В кн.: «Проблемы геологии и палеогеографии антропогена». Изд-во МГУ, 1966.
- Козловская С. Ф. и Краснов И. И. Существуют ли поверхности выравнивания на Среднесибирском плоскогорье. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1962, № 2.
- Колаковский А. А. К истории флоры Колхидского рефугиума. В кн.: «Академику В. Н. Сукачеву к 75-летию со дня рождения». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Колбутов А. Д. Основные этапы развития долины современной реки Большой Лихви в свете новых данных о геолого-геоморфологических условиях залегания палеолита Юго-Осетии. «Мат-лы и исслед. по археологии СССР», 1960, т. 4, № 79.
- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития М., Гостеолтехиздат, 1960.
- Короновский Н. В. История развития вулкана Кабарджин. В кн.: «Вопросы региональной геологии». Изд-во МГУ, 1964.
- Короновский Н. В. История развития новейшего вулканизма Центрального Кавказа. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1966, № 1.

- Короновский Н. В., Милановский Е. Е. О происхождении вала Тюбеле в ущелье Баксана (Центральный Кавказ). «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1960 г., № 5.
- Косов Б. Ф. Следы древнего оледенения на северном склоне Центрального Кавказа. «Вестн. Моск. ун-та», сер. физ.-мат. и естеств. наук, 1952, № 2.
- Костяев А. Г. О происхождении клиновидных и складчатых деформаций слоев в четвертичных отложениях. В кн.: «Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье». Изд-во МГУ, 1964.
- Костяев А. Г. О некоторых общих вопросах развития конвективных структур в четвертичных отложениях. В кн.: «Геология кайнозоя севера европейской части СССР». Изд-во МГУ, 1966.
- Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники. Л., Гидрометеиздат, 1968.
- Криволюцкий А. Е. О верхнеплиоценовом оледенении Большого Кавказа. НДВИШ, геол.-геогр., 1958, № 2.
- Криволюцкий А. Е. О масштабах денудационного среза горных поднятий. «Изв. высш. уч. зав.», геол. и разв., 1965, № 10.
- Криволюцкий А. Е. Гольцовая планация. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1965, № 1.
- Криволюцкий А. Е. Останцы денудации. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1966, № 2.
- Криволюцкий А. Е. Древние поверхности выравнивания и денудационной среза. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1969, № 4.
- Криволюцкий А. Е. Жизнь земной поверхности (Проблемы геоморфологии). М., «Мысль», 1971.
- Кузнецов С. С. Основные элементы геоморфологии гор на примере Большого Кавказа. «Уч. зап. ЛГУ», сер. геол. 1950, № 102, вып. 1.
- Кушев С. Л. Геоморфология. В кн.: «Геология и рудные месторождения Центрального Кавказа». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Кушев С. Л. Геоморфологические наблюдения в Центральном Кавказе. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», т. 61, 1952.
- Кушев С. Л. Синхронизация стадияльных и микростадияльных морен последней стадии отступления ледников Кавказа. «Тр. Комис. по изуч. четвертичного периода», т. XIX, 1962.
- Лебедева Н. А. Геоморфология Лабино-Зеленчукского междуречья Северо-Западного Кавказа. В кн.: «Геология и полезные ископаемые срединной части Северного Кавказа». М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Лебедева Н. А. Стратиграфия континентальных неогеново-четвертичных отложений высокогорного правобережья р. Кубани от Армавира до Краснодара. «Тр. АН СССР», 1959, вып. 32.
- Лебедева Н. А. Стратиграфия неоген-четвертичных отложений Кубанского прогиба. В кн.: «Вопросы геологии антропогена». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Лебедева Н. А. и Митин Н. Е. Стратиграфия неогеново-четвертичных отложений Восточно-Кубанского прогиба. Вопросы стратиграфии и палеог. четвертичного периода. «Тр. Комис. по изуч. четвертичного периода», т. XIX, 1962.
- Ледник Федченко, том. I. Ташкент. Изд-во Акад. наук УзССР, 1962.
- Леонтьев О. К. Следы древнекаспийских регрессий в рельефе берегового склона Дагестанского побережья Каспия. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1948, № 3.
- Леонтьев О. К. К вопросу о масштабах и возрасте новокаспийской трансгрессии. «Тр. Океанограф. комис. АН СССР», т. 4, 1959.
- Леонтьев О. К. Древние береговые линии четвертичных трансгрессий Каспийского моря. «Тр. Ин-та геол. АН ЭстонССР», т. VIII, 1961.
- Леонтьев О. К., Федоров П. В. К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалыанское время. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1953, № 4.
- Лилиенберг Д. А. Некоторые вопросы геоморфологии, четвертичной геологии и неотектоники Дагестана. «Мат-лы совещ. по изуч. четвертичного периода», т. II, 1955.
- Лилиенберг Д. А. Основные черты рельефа Дагестана. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1959, № 4.
- Лилиенберг Д. А. Рельеф южного склона восточной части Большого Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Лилиенберг Д. А. и Муратов В. М. О закономерностях формирования рельефа горных окончаний Большого Кавказа. «Вопросы географии», сб. 74. М., «Мысль», 1968.
- Любин В. П., Колбутов А. Д. Древнейшее поселение человека на территории СССР и палеогеография антропогена. «Бюлл. Комис. по изуч. четвертичного периода», 1961, № 26.
- Маккаев Н. И., Хмелева Н. В. и др. Экспериментальная геоморфология. Изд-во МГУ, 1961.

- Мамадзе Дж. И., Макацария А. П. Корреляция и возраст морских и речных террас Колхидской низменности. «Сообщ. АН ГрузССР», 1968, № 2.
- Марков К. К. Эрозия ледников и рельеф гор. «Проблемы физ. геогр.», 1941, т. 10.
- Марков К. К. О формах и происхождении морен в горах. «Уч. зап. МГУ», сер. геогр., кн. 2, 1946, вып. 119.
- Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., Географгиз, 1948.
- Марков К. К. Пространство и время в географии. «Природа», 1965, № 5.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период (ледниковый период — антропогенный период), тт. I, II. Изд-во МГУ, 1965.
- Марков К. К., Величко А. А. Четвертичный период (ледниковый период — антропогенный период), том III. М., «Недра», 1967.
- Маруашвили Л. И. О предполагаемой морене у Цебельды и связанных с нею проблемах четвертичной истории Кавказа. «Сообщ. АН ГрузССР», 1953, т. 14, № 7.
- Маруашвили Л. И. Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового периода Кавказа. Изд-во АН ГрузССР, 1956.
- Маруашвили Л. И. К вопросу о большой межледниковой эпохе плейстоцена. «Бот. журн.», 1959, № 12.
- Маруашвили Л. И. Перигляциальная морфология Кавказа. В кн.: «Перигляциальные явления на территории СССР». Изд-во МГУ, 1960.
- Маруашвили Л. И. Вопросы палеогеографии четвертичного периода на Кавказе в свете новейших региональных и общих представлений. «Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертичного периода», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Маслова И. В. Результаты изучения спорово-пыльцевых спектров плиоценовых и четвертичных отложений по керну Александрийской опорной скважины (р-н г. Кизляр). «Тр. Всес. Научно-исслед. ин-та природных газов», вып. 10, 1960.
- Махова Ю. В., Патык-Кара Н. Г. К истории растительности высокогорий Большого Кавказа в голоцене. В кн.: «Палеогеография четвертичного периода СССР». Изд-во МГУ, 1961.
- Милановский Е. Е. О следах верхнеплиоценового оледенения в высокогорной части Центрального Кавказа. ДАН СССР, 1960, т. 130, № 1.
- Милановский Е. Е. Основные черты истории плиоценового и антропогенного вулканизма Кавказа. «Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертичного периода», т. II. М., Изд. АН СССР, 1961.
- Милановский Е. Е. Основные вопросы истории Древнего оледенения Центрального Кавказа. В кн.: «Проблемы геологии и палеогеографии антропогена». Изд-во МГУ, 1966.
- Милановский Е. Е. Проблемы происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре альпийского пояса. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1967, № 1.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Геологическое строение и история формирования вулкана Эльбруса. «Тр. Всес. аэрогеол. треста АН СССР», 1960, вып. 6.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Плиоцен-четвертичные образования и неотектоника Кавказа в полосе Военно-Грузинской дороги. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1964, т. 39, № 6.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1962.
- Минина Е. А. Роль процессов криопланации в морфогенезе горных стран (на примере Казахского Алтая). В кн.: «Поверхности выравнивания», вып. 1. Иркутск, 1970.
- Мирчинк Г. Ф. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. «Мат-лы по четвертичному периоду СССР». Л.—М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Мирчинк Г. Ф. Соотношение четвертичных континентальных отложений Русской равнины и Кавказа. «Изв. Асс. науч.-исслед. ин-тов при физ.-мат. фак. МГУ», том I, вып. 3—4. М., 1932.
- Москвитин А. И. Террасы р. Белой на Северном Кавказе. «Изв. гос. геогр. о-ва», 1933, т. XV.
- Москвитин А. И. Ледниковые образования Красной Поляны, террасы р. Мзымты и части Черноморского побережья Кавказа. «Бюлл. Комис. по изуч. четвертичного периода», 1938, вып. 4.
- Москвитин А. И. Четвертичные отложения и история формирования Волги в ее среднем течении. «Тр. Геол. ин-та АН СССР», 1958, вып. 12.
- Москвитин А. И. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. «Тр. АН СССР», 1967, вып. 156.
- Москвитин А. И. Стратиграфия плейстоцена Центральной и Западной Европы. «Тр. АН СССР», 1970, вып. 193.

- Муратов М. В., Гзовский М. В. Основные этапы развития Эльбруса как вулкана. «Тр. МГРИ», т. 23, 1948.
- Муратов В. М., Островский А. Б. Закономерности строения континентальных покровов на морских террасах Северо-Западного Кавказа. ДАН СССР, 1970, т. 195, № 5.
- Мустафаев И. С. К палеогеографии бассейна века продуктивной толщи. «Нефть и газ», 1959, № 2.
- Невесский Е. Н. О послеледниковой трансгрессии Черного моря. ДАН СССР, 1961, т. 137, № 3.
- Невесский Е. Н. и Невеская Л. А. К вопросу о строении и истории формирования толщ прибрежных морских отложений в голоцене. «Тр. Ин-та геол. АН ЭстонССР», т. VIII, 1961.
- Невеская Л. А. и Невесский Е. Н. О соотношении карангатских и новоэвксинских слоев в прибрежных районах Черного моря. ДАН СССР, 1961, т. 137, № 4.
- Нейштадт М. И., Хотинский Н. А., Девириц А. Л., Маркова Н. Г. Иманатское болото (Грузинская ССР). В кн.: «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода». М., «Наука», 1965.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Гостеолтехиздат, 1962.
- Николаев Н. И., Медянцева А. И. Интенсивность ледниковой денудации и материковое оледенение. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1966, № 2.
- Нозадзе Т. З. Современные ледники и следы оледенения на высокогорной части северо-восточного склона Кавказиони (верхние части бассейнов рек Ассы и Аргуна). «Сообщ. АН ГрузССР», 1968, т. 51, № 3.
- Оледенение Эльбруса. Изд-во МГУ, 1968.
- Олюнин В. Н. К истории оледенения юго-восточной горной части Кабардинской АССР. О возникновении основных форм рельефа полуостровов Абрау и Дооб (в районе Новороссийска). «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 63, 1953.
- Островский А. Б. О строении переуглубленных речных долин на Черноморском побережье Кавказа. ДАН СССР, 1966, т. 167, № 6.
- Островский А. Б. Регрессивные уровни Черного моря и связь их с переуглублением речных долин Кавказского побережья. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1967, № 1.
- Островский А. Б. О морских террасах Черноморского побережья Кавказа между Анапой и устьем Шахе. ДАН СССР, 1968, т. 181, № 4.
- Островский А. Б., Шеглов А. П. О верхнеплейстоценовой красноцветной коре выветривания на Сочи-Анапском побережье Черного моря. ДАН СССР, 1969, т. 187, № 3.
- Панов Ю. И. О террасах р. Кубани. «Тр. Гидропроекта», сб. III, 1960.
- Певе Т., Хопкинс Д., Гиддингс Дж. Четвертичная геология и археология Аляски. В кн.: «Четвертичный период в США», т. 1. М., «Мир», 1968.
- Полканова Л. П., Шолохов В. В. О размерах денудации и генезис рельефа Усть-Урта. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1971, вып. 1.
- Попов А. И. Перигляциальные образования северной Евразии и их генетические типы. В кн.: «Перигляциальные явления на территории СССР». Изд-во МГУ, 1960.
- Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). Изд-во МГУ, 1967.
- Попов Г. И. Корреляция черноморских и каспийских четвертичных отложений. «Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертичного периода», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Попов Г. И. Четвертичные и континентальные плиоценовые отложения Нижнего Дона и Северо-Восточного Приазовья. «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Азово-Черноморья», сб. XXII. М.—Л., Гостеолиздат, 1947.
- Православлев П. А. Каспийские осадки в низовьях реки Волги. «Изв. Центр. гидромет. бюро», 1926, вып. 4.
- Разрез новейших отложений Иссук-Кульской впадины. Изд-во МГУ, 1971.
- Растворова В. А. Сопоставление новейших движений и регионального гравитационного поля Кавказа. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1960, вып. 2.
- Растворова В. А. Роль разрывной тектоники в формировании рельефа Краснодарского района Большого Кавказа. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1961а, вып. 3.
- Растворова В. А. Новейшая тектоника Большого Кавказа в связи с его сейсмичностью В сб.: «Неотектоника СССР». Рига, 1961б.
- Растворова В. А. О древних денудационных поверхностях Центрального Кавказа. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1963, вып. 6.
- Растворова В. А. Оценка масштаба денудационного среза Алтая за неотектонический этап. «Геоморфология», 1973, № 2.
- Растворова В. А., Щербакоева Е. М. Роль разрывных нарушений в формировании рельефа восточной части Скалистого хребта Большого Кавказа. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1960, № 4.

- Растворова В. А., Щербакова Е. М. Поднятие Центрального Кавказа за поздне- и послеледниковое время. В кн.: «Современные движения земной коры». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Растворова В. А., Щербакова Е. М. Молодые движения по разломам в Прикавказском районе Центрального Кавказа. В сб.: «Современные движения земной коры», № 2. Тарту, 1965.
- Рейнгард А. Л. Гляциально-морфологические наблюдения в бассейне Кубани и Кодора на Кавказе летом 1924 г. «Изв. Русск. геогр. о-ва», 1926, т. 58, вып. 1.
- Рейнгард А. Л. К истории долины Кубани. «Вестн. геол. ком-та», 1929, вып. 2.
- Рейнгард А. Л. Четвертично-геологическая экскурсия от Ростова-на-Дону до Теберды. Путеводитель экскурсии II четверт.-геол. конф. ассоц. по изуч. отложений Европы. Л.—М., 1932.
- Рейнгард А. Л. Несколько слов о хронологической связи между оледенениями Кавказа и каспийскими трансгрессиями. «Записки Росс. минер. о-ва», 1932, кн. XI, № 1.
- Рейнгард А. Л. Ледниковый период Кавказа и его отношение к оледенению Альп и Алтая. «Тр. II Межд. Конф. Ассоц. по изуч. четвертичного периода Европы», вып. II, 1933.
- Рейнгард А. Л. Стратиграфия ледникового периода Альп по П. Бэку и А. Пенку и оледенение Кавказа. «Мат-лы по четвертичному периоду СССР». Л.—М., Изд-во геол., развед. и геодез. литер., 1936.
- Рейнгард А. Л. Геоморфологический и геологический очерк района ст. Темижбекской. В кн.: «Проблема Манычей». «Тр. Аз.-Черномор. треста», 1936, вып. 15.
- Рейнгард А. Л. Квартер Кавказа. ЦГС, 1939.
- Ренгартен В. П. История долины Ассы на Северном Кавказе. «Изв. Русск. геогр. о-ва», 1925, вып. 2.
- Ренгартен В. П. Геологический очерк Военно-Грузинской дороги. «Тр. Всес. геол. развед. объединения», 1932, вып. 148.
- Ренгартен В. П. Стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений Кабардинской АССР. В кн.: «Природные ресурсы Кабардинской АССР». М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Ренгартен Н. В. Морские отложения в кровле армавирской свиты близ гор. Армавира. ДАН СССР, 1959, 79, № 3.
- Ричмонд Дж. Оледенение Скалистых гор. В кн.: «Четвертичный период в США». М., «Мир», 1968.
- Родзянко Г. Н. Плиоценовые и четвертичные отложения Западного Предкавказья и Ергеней. В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Нижнего Дона и Нижней Волги». Ростов н/Д, 1959.
- Родзянко Г. Н. К вопросу стратиграфии террас р. Кубани и плиоценовых отложений Ергеней и Западного Предкавказья. «Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертичного периода», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Рутковский В. А. Ледники Верхней Сванетии. Кавказ. Ледниковые районы. «Тр. ледниковых экспедиций», вып. 5. Л., ЦОБГМС, 1936.
- Рухина Е. В. Литологические особенности морены последнего оледенения и использование их при стратиграфических исследованиях на примере Северо-Западной части Русской платформы. В кн.: «Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертичного периода», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Рычагов Г. И. Верхнехазарские террасы Дагестана. В кн.: «Комплексные исследования Каспийского моря», вып. 1. Изд-во МГУ, 1970.
- Рябцева К. М. О структурных грунтах Терскольского участка южного склона Эльбруса. Информационный сборник о работах по МГГ, № 2. М., геогр. ф-т МГУ, 1958 (ротапринт).
- Сафронов И. Н. О новейших тектонических движениях в области Сев.-Зап. Кавказа. «Советская геология», 1956, сб. 54.
- Сафронов И. Н. Геоморфологические особенности наклонных равнин Северного Кавказа. «Тр. Ставроп. гос. пед. ин-та», 1957, вып. II.
- Сафронов И. Н. Террасы Кубани. Географический сборник X. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958.
- Сафронов И. Н. О поверхностях выравнивания Северного Кавказа. «Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа», вып. 9. Ставрополь, 1959.
- Сафронов И. Н. О древнем оледенении Северно-Западного Кавказа. «Тр. Ставроп. гос. пед. ин-та», 1960, вып. 18.
- Сафронов И. Н. Плиоценовая и четвертичная история Западного Предкавказья. «Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертичного периода», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сафронов И. Н. Геоморфология Северного Кавказа. Автореф. докт. дисс. Изд-во МГУ, 1964.
- Сафронов И. Н. Геоморфология Северного Кавказа. Ростов н/Д, 1969.

- Соколов Н. Н. Геоморфологический очерк Черкесского округа. «Тр. Сев. Кавказ. Ассос. Научн.-исслед. ин-тов», № 65, вып. 2. Ростов н/Д, 1930.
- Соколова Н. С. К истории растительности Большого Кавказа. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1962, № 6.
- Соловьев С. П. Краткий геологический очерк верховьев Баксана. «Изв. Всес. геол.-разв. объединения», 1932, т. 51, вып. 37.
- Соловьев С. П. Изучение ледников Северного Кавказа за 25 лет (1907—1932). «Изв. Рус. геогр. о-ва», 1933, вып. 4.
- Султанов А. Д. Цикличность в осадкообразовании продуктивной толщи Апшеронского полуострова. ДАН АзССР, 1949, т. 5, № 11.
- Суходровский В. Л. Солифлюкционные рельефообразующие процессы в приледниковой зоне Земли Франца-Иосифа. В кн.: «Исследования ледников и ледниковых районов», вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Тимофеева З. В. Конкреции актопракской толщи р. Чемем и длительность процесса их образования. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 7.
- Тумаджанов И. И. Лесная растительность долины Теберды в свете последней истории развития фитоландшафтов. «Тр. Тбилис. бот. ин-та», т. XI, 1947.
- Тумаджанов И. И. История лесов Северного Кавказа в голоцене. В кн.: «Вопросы голоцена». Вильнюс, 1961.
- Тумаджанов И. И., Гогичайшвили Л. К. Основные черты послехвальинской истории лесной растительности Иорской низменности (Восточная Грузия). В кн.: «Голоцен». М., «Наука», 1969.
- Тумаджанов И. И. и Мchedlishvili П. А. Последледниковые движения лесной растительности в долине Теберды по данным пыльцевого анализа. «Тр. Тбилис. бот. ин-та», т. XII, 1948.
- Тушинский Г. К. Современное и древнее оледенение Тебердинского района. В кн.: «Побежденные вершины». М., Географиз, 1949.
- Тушинский Г. К. Послелавовое оледенение Эльбруса и его динамика. Информационный сборник о работах по МГГ, № 2. М., геогр. ф-т МГУ, 1958 (ротапринт).
- Тушинский Г. К. Мощность ледников Эльбруса. Информационный сборник о работах географического факультета МГУ по МГГ, № 5. М., геогр. ф-т МГУ, 1960 (ротапринт).
- Тушинский Г. К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М., Географиз, 1963.
- Тушинский Г. К. Архызский перерыв в оледенении и лавинной деятельности на Кавказе в первом тысячелетии нашей эры. Информ. сборник о работах по МГГ, № 10. М., геогр. ф-т МГУ, 1964 (ротапринт).
- Тушинский Г. К. Ритмы снежности и оледенения в историческое время в северном полушарии. В сб.: «Проблемы планетарной географии». Изд-во МГУ, 1969.
- Тюрина Л. С. Результаты применения палинологического метода для расчленения четвертичных отложений верховьев Кубани. 2-я научно-технич. конференция молодежи. М., Гидропроект, 1961 (ротапринт).
- Ульянов А. В. О возрасте ширакской свиты в Юго-Восточной Кахетии. «Аз. нефт. х-во», 1932.
- Федоров А. А. История высокогорной флоры Кавказа в четвертичное время как пример автохтонного развития третичной флористической основы. В сб.: «Мат-лы по четвертичному периоду СССР», вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Федоров П. В. Об абсолютном возрасте новокаспийской трансгрессии. ДАН СССР, 1951, т. LXXXVIII, № 5.
- Федоров П. В. О некоторых вопросах четвертичной истории Каспийского и Черного морей. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1954, вып. 5.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. «Тр. ГИН АН СССР», вып. 10, 1957.
- Федоров П. В. О колебаниях уровня Черного моря в последледниковое время. ДАН СССР, 1959, т. 124, № 5.
- Федоров П. В. Древние береговые линии Черного моря на побережье Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 2.
- Федоров П. В. Четвертичные террасы Каспийского и Черного морей и их возможная корреляция с террасами Средиземного моря. «Тр. Ин-та геологии АН ЭстонССР», т. VIII, 1961.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. «Тр. ГИН АН СССР», 1963, вып. 88.
- Федоров П. В., Скиба Л. А. Колебания уровней Черного и Каспийского морей в голоцене. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1960, № 4.
- Федорович Б. А. Нерешенные вопросы древних оледенений гор. «Вопр. геогр.», сб. 74. М., «Мысль», 1968.
- Фролов Я. И. Результаты обследования ледников летом 1929 г. В сб.: «Исследования ледников СССР», вып. I. Л., Изд-во Гос. гидрол. ин-та, 1934.

- Хаин В. Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку, 1950.
- Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1950, вып. 3—4.
- Хаин В. Е., Муратов В. М. О поперечной ступенчатости в рельефе Северо-Западного Кавказа. «Сб. мат. КЮГЭ», вып. 7. М., Гостехиздат, 1963.
- Храмов А. Н. Палеомагнитные разрезы плиоцена и постплиоцена апшеронско-закаспийской области и их корреляция. В кн.: «Палеомагнитные стратиграфические исследования». М., Гостехиздат, 1963.
- Храмов А. Н. Палеомагнитные разрезы Апшеронско-Закаспийской области. «Тр. ВНИГРИ», 1963, вып. 204.
- Цагарели А. Л. К вопросу о происхождении главной денудационной поверхности Северо-Западного Кавказа. «Тр. Тбилис. гос. ун-та», т. 58, 1956.
- Цагарели А. Л. Четвертичная тектоника Грузии. XXII сессия МГК. Докл. сов. геол. Проблема II. М., «Недра», 1964.
- Церетели Д. В. Изменение ледников южного склона Центрального Кавказа за последние 20—25 лет. «Сообщ. АН ГрузССР», 1959, т. XVII, № 6.
- Церетели Д. В. Четвертичные отложения в бассейнах рек Ингури и Риони. «Тр. Ин-та геогр. АН ГрузССР», 1959, т. XIV.
- Церетели Д. В. Связь колебаний уровня Черного моря с ледниковыми и межледниковыми эпохами четвертичного периода. «Сообщ. АН ГрузССР», 1962, т. 28, № 6.
- Церетели Д. В. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси, 1966.
- Цхакая А. Д. О глубинах Кавказских землетрясений. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1962, № 5.
- Цыганков А. В., Сопрыкин Ф. У. О величине денудационного среза и новейшей тектонике Нижнего Поволжья. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1968, № 6.
- Цыкин Е. Н. Приход вещества в фирновых зонах ледников. В сб.: «Результаты исследований по программе МГГ». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Чердынцев В. В., Кислицина И. Г., Кузьмина Е. А., Зверев В. Л., Шитов Ю. В. Абсолютная хронология кайнозойских отложений. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1967, № 1.
- Шатилова И. И. Палинологическая характеристика куяльницких, гурийских и чаудинских отложений Гурии. Автореф. канд. дисс. М., 1964.
- Шатилова И. И. Данные спорово-пыльцевого анализа куяльницких отложений Абхазии. ДАН СССР, 1966, т. 166, № 2.
- Шатский Н. В. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1947, № 5.
- Ширинов Н. Ш. Морские террасы Апшеронского полуострова. «Тр. Ин-та геогр. АН АзССР», т. X. Баку, 1961.
- Ширинов Н. Ш. Геоморфология Апшеронской нефтяной области. Изд-во АН АзССР. Баку, 1965.
- Ширинов Ф. А., Баженов Ю. П. Геологическое строение предгорий южного склона Большого Кавказа. Баку, 1962.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Баку, 1956.
- Шихалибейли Э. Ш. К вопросу о глубинном строении впадины Южного Каспия и окружающих областей. Доклады советских геологов на 21 сессии МГК. Проблема 18. М., «Наука», 1960.
- Шнитников А. В. Изменчивость горного оледенения Евразии в поздней и последнюю ледниковую эпоху и ее абсолютная хронология. «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1953, вып. 5.
- Шнитников А. В. Современная фаза внутривековой изменчивости горного оледенения Северного полушария. «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1961, № 1.
- Щербакова Е. М. Древнее оледенение Приэльбрусья. НДВШ, геол.-геогр. науки, 1958, № 2.
- Щербакова Е. М. Роль разрывных нарушений в создании рельефа гор юга Сибири. «Вопр. геогр.», сб. 46. М., Географгиз, 1959.
- Щербакова Е. М. Роль перигляциальных процессов в образовании рельефа Северного склона Большого Кавказа. В сб.: «Перигляциальные явления на территории СССР». Изд-во МГУ, 1960.
- Щербакова Е. М. О возрасте современного рельефа гор, испытавших оледенение. В сб.: «Палеогеография четвертичного периода СССР». Изд-во МГУ, 1961.
- Щербакова Е. М. К вопросу о палеогеографии четвертичного периода на Большом Кавказе. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1963, № 4.
- Щербакова Е. М. О принципе актуализма в палеогеографических исследованиях. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1964, № 5.
- Щербакова Е. М. Неотектоника и древнее оледенение гор (на примере Большого Кавказа). «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1965а, № 3.

- Щербакова Е. М. О молодости высокогорного рельефа Большого Кавказа (на примере Приэльбрусья). Изв. высш. уч. зав., геол. и разв., 1965б, № 7.
- Щербакова Е. М. Палеогеографические наблюдения в долинах рек Теберды и Кубани. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1967, № 3.
- Щербакова Е. М. Поверхности выравнивания и гляциально-нивальный уровень денудации. «Бюлл. МОИП», сер. геол., 1968, № 5.
- Щербакова Е. М. К вопросу о положении древней снеговой границы на Большом Кавказе. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1969, № 6.
- Щербакова Е. М. Склоновые процессы и типы склонов высокогорной зоны Большого Кавказа в палеогеографическом освещении. «Вопр. географии», сб. 85. М., «Мысль», 1971.
- Щукин И. С. Очерки геоморфологии Кавказа, ч. I (Большой Кавказ). «Тр. НИИ географии МГУ», 1926, вып. 2.
- Щукин И. С. Общая геоморфология, т. I. Изд-во МГУ, 1960.
- Щукин И. С. О факторах дифференциации горных стран на среднегорные и альпийские (высокогорья). «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1962, № 6.
- Щукин И. С. О некоторых проблемах геоморфологии горных стран. «Вопросы географии», сб. 74. М., «Мысль», 1968.
- Щукин И. С. О некоторых вопросах геоморфологии Большого Кавказа. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр. 1970, № 1.
- Эберзин А. Г. Плиоценовые отложения Западного Предкавказья. Геология СССР, т. 9. М., Госгеолиздат, 1947.
- Яковлев С. А. Артезианские воды г. Краснодара (Материалы по гидрологии Кубанского края). «Тр. Совета обслед. и изучения Кубанского края», т. IX, вып. I. Краснодар, 1922.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	4
Глава I. Общие сведения о становлении Большого Кавказа . . . . .	8
Глава II. Нивально-гляциальный режим геоморфологических зон . . . . .	22
1. Осевая зона . . . . .	25
2. Юрская депрессия северного склона . . . . .	31
3. Зона куэст северного склона . . . . .	40
4. Зона предгорий и подножий северного склона . . . . .	46
5. Зона высокогорных депрессий южного склона . . . . .	48
6. Зона передовых хребтов южного склона . . . . .	52
7. Зона предгорий и подножий южного склона . . . . .	53
Глава III. Районы древнего оледенения . . . . .	56
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ	
1. Приэльбрусский район . . . . .	57
2. Черек-Урухский район . . . . .	83
3. Приказбекский район . . . . .	90
4. Ингури-Рионский район . . . . .	98
5. Лиахви-Арагвинский район . . . . .	105
ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ	
6. Зеленчук-Белореченский район . . . . .	110
7. Северо-Западный окраинный район . . . . .	112
8. Причерноморский район . . . . .	114
9. Кодорский район . . . . .	116
ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ	
10. Аргунский район . . . . .	118
11. Дагестанский район . . . . .	122
12. Прикаспийский район . . . . .	124
13. Иори-Верхнеалазанский район . . . . .	126
14. Надкуринский район . . . . .	126
Глава IV. Геолого-геоморфологическая деятельность древнего оледенения	
1. Ярусность рельефа гор. Поверхности выравнивания . . . . .	129
2. Молодость рельефа высокогорий . . . . .	135
3. Метод актуализма при изучении следов древнего оледенения . . . . .	139
4. Нивально-гляциальный уровень денудации . . . . .	142
5. Взаимодействие нивально-гляциального и водного уровней денудации . . . . .	147
6. Перигляциальная денудация . . . . .	150

7. Денудационные поверхности различного генезиса в пространстве и во времени . . . . .	156
<b>Глава V. Новейшие тектонические движения и древнее оледенение . . . . .</b>	<b>165</b>
1. Молодые тектонические движения . . . . .	166
2. Интенсивность расчленения гор в ледниковые и межледниковые эпохи	170
3. Разрывная тектоника и рельефообразующие процессы нивально-гляциального комплекса . . . . .	175
4. Некоторые особенности структуры мегаантиклинория . . . . .	184
<b>Глава VI. Четвертичные отложения . . . . .</b>	<b>187</b>
Некоторые особенности отложений, связанных с деятельностью горного оледенения . . . . .	188
1. Морены . . . . .	188
2. Нивально-гравитационные и нивально-гравитационно-пролювиальные отложения . . . . .	190
3. Флювиогляциальные и гляциально-селевые отложения . . . . .	193
4. Мерзлотно-нивно-солифлюкционные отложения . . . . .	196
Корреляция четвертичных отложений . . . . .	197
1. Позднеголоценовые отложения . . . . .	199
2. Позднеледниковые отложения . . . . .	202
3. Верхнеплейстоценовые отложения . . . . .	208
4. Среднеплейстоценовые отложения . . . . .	220
5. Нижнеплейстоценовые отложения . . . . .	227
<b>Глава VII. История древнего оледенения . . . . .</b>	<b>231</b>
1. Позднеголоценовые стадии . . . . .	232
2. Позднеледниковые стадии . . . . .	237
3. Позднеплейстоценовое оледенение . . . . .	240
4. Среднеплейстоценовое оледенение . . . . .	246
5. Оледенение раннего плейстоцена и эоплейстоцена . . . . .	250
<b>Заключение . . . . .</b>	<b>256</b>
<b>Литература . . . . .</b>	<b>258</b>

4

*Елизавета Михайловна Щербакова*

**ДРЕВНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ  
БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

*Тематический план 1973 г. № 150*

Редактор С. Н. Кумкес

Переплет художника Л. М. Самарной

Технический редактор З. С. Кондрашова

Корректоры В. П. Кададинская, А. А. Алексеева

*Сдано в набор 12/X 1972 г. Подписано к печати 25/IV 1973 г.  
Л-58182. Формат 70 × 108/16. Бумага тип. № 1. Физ. печ. л. 17,0.  
Усл. печ. л. 23,80. Уч.-изд. л. 23,33. Изд. № 1661. Заказ 514.  
Тираж 1000 экз. Цена 2 р. 68 к.*

*Издательство Московского университета.  
Москва, К-9, ул. Герцена, д. 5/7.  
Типография Изд-ва МГУ.  
Москва, Ленинские горы*

2 p. 68 r.

724

