

А. В. КОЖЕВНИКОВ

АНТРОПОГЕН
гор и предгорий

А. В. КОЖЕВНИКОВ

АНТРОПОГЕН гор и предгорий

(генетический анализ)

1848
4481



МОСКВА „НЕДРА” 1985



Кожевников А.В. Антропоген гор и предгорий (генетический анализ). — М.: Недра, 1985. — 181 с., ил.

Дана генетическая характеристика антропогенных отложений гор и предгорий юга СССР (Кавказ, Крым, Карпаты, Средняя Азия, Алтае-Саянская область и Забайкалье). Привлечены данные по другим районам как в Советском Союзе, так и за рубежом. Рассмотрены обстановки осадконакопления и генетические типы антропогенных осадочных образований. В генетическую классификацию введены новые единицы — виды, подвиды и разновидности, выделенные на климатической основе. Развивается тезис о ведущей роли генетического анализа при разработке стратиграфии антропогена гор и предгорий.

Для геологов, географов и геоморфологов.

Табл. 4, ил. 38, список лит. — 50 назв.

Рецензент: *Е.В. Девяткин*, д-р геол.-мин. наук (Геологический институт АН СССР)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Эта книга является итогом многолетних исследований, которые проводились автором в различных горных и предгорных районах юга СССР — в Карпатах, Крыму, на Кавказе, юго-западе Средней Азии и Алтае, в Гиссаро-Алае, Саянах и Забайкалье, а также исследований соседних территорий, расположенных в Монголии, Румынии, Венгрии, Чехословакии и Польше, где они не были столь длительными, однако носили целенаправленный характер.

Автору приходилось оперировать материалами, собранными на равнинах, ибо низкогорные и предгорные районы по условиям формирования целого ряда генетических типов отложений сходны с высокоподнятыми равнинами. В каждом отдельном случае не всегда было ясно, как далеко уходят предгорья в сторону равнин, как глубоко проникают они в пределы горных сооружений. Некоторые попытки ограничения предгорий основываются на тектонических критериях. Подчеркивается их совпадение с зонами краевых прогибов и межгорных впадин, вовлеченными в воздымание горных сооружений. Однако подобный подход явно суживает соответствующее понятие. Есть и крайне противоположные точки зрения. Так, Л. Кинг в своей известной монографии "Морфология земли" в качестве предгорных элементов рельефа выделяет не только предгорные равнины, но и склоны речных долин в горах (приречные педименты).

Форланд гор действительно не всегда четко очерчен, еще труднее обстоит дело с внешним ограничением предгорий. Для решения вопроса о внешней границе предгорных зон, кроме чисто морфологических и неотектонических критериев, можно привлечь данные о дальности разноса обломочного материала горными реками. Фации горного и предгорного аллювия существенно отличаются от равнинных. Кроме того, в прошлом, как и в настоящее время, предгорья отнюдь не ограничивались сушей, а далеко простирались в пределы морских и озерных бассейнов. Подводными частями современных предгорий являются, например, шельфовые пространства Каспийского и Черного морей, прилегающие к Кавказу, где приустьевыми течениями широко распространяется обломочный материал, поступающий из горных речных долин. Если шельф узок и к горам примыкает континентальный склон, то конусы, формируемые речными выносами, образуются у его подножия.

Подобный подход позволяет ограничить предгорные зоны не только в рельефе, но и в разрезе. Конечно, и в этом случае возникает много неясностей. Пределы влияния гор на предгорное осадконакопление подчас определить так же трудно, как границу между молассовыми и платформенными формациями. Известно, что изменения режима стока крупнейших рек мира, начинающихся в горах, таких как Миссисипи, Амазонка, Ганг и Брахмапутра, Хуанхэ и Янцзы, чувствуются на всем их протяжении — до водопримемных акваторий включительно.

К области предгорий следует относить предгорные и межгорные впадины самых различных масштабов — от сравнительно мелких, ныне

высоко поднятых, до весьма обширных типа Большой Венгерской или Предалтайской. По соотношению с высокими горами в эту категорию попадают расчлененные эрозией подгорные холмогорья и даже низкогорные пространства, развитые, например, в Таджикской депрессии или в бассейне р. Селенги. К столь расширенному толкованию понятия "предгорья" автора приводит знакомство с горами различного типа (складчатыми и складчато-глыбовыми), возникшими эпигеосинклинально или на древнем складчатом основании. Характер складчатого субстрата, вовлекаемого в процесс поднятия, несомненно влияет на особенности рельефа предгорий.

Требуется предварительных разъяснений и временной аспект проблемы, поскольку нижняя граница геохронологического подразделения, известного под названием "антропоген", воспринимается не однозначно. Решение XXIV сессии Международного геологического комитета (МГК), состоявшейся в Монреале в 1972 г., рекомендует проводить нижнюю границу антропогена под калабрием юга Западной Европы, что в первом приближении соответствует подошве апшерона Прикаспия. Однако работами В.И. Громова, К.В. Никифоровой, Л.И. Алексеевой, Э.А. Вангенгейм и их последователей доказано, что представители семейств млекопитающих (как крупных, так и мелких), из которых впоследствии сформировалась современная фауна, отмечены уже в раннем акчагыле. Имеются они и в западноевропейских его аналогах — в астии и раннем виллафранке. К этому времени относится оформление фитогеографической зональности современного типа, появление близких к современным растительных ассоциаций. Акчагыл для Северной Евразии — время становления ледовой обстановки.

Вообще принципы, положенные в основу решения XXIV сессии МГК, не слишком отличаются от тех, которые учитывались при установлении нижней границы антропогена, официально принятой в СССР. Важно проследить процессы зарождения первых оледенений, тяготеющих к плейстоценовым, первых таежных фитокомплексов, первых фаун, переходных к родоначальным по отношению к современным, наконец, появление первых предков человека, в честь которого, собственно, и назван рассматриваемый период. Имеющиеся в настоящее время данные убедительно свидетельствуют о том, что начало этих процессов соответствует рубежу значительно более раннему, чем подошва апшерона-калабрия. В их основе лежат события более общего порядка: тектонические движения альпийского цикла, сформировавшие современный горный рельеф, изменившие климатическую обстановку на территории Евразии и в глобальном масштабе.

Книга посвящена главным образом генетическим аспектам проблемы, детализации соответствующих генетических классификаций, уточнению особенностей происхождения тех или иных генетических типов континентальных и отчасти морских осадочных образований, выяснению условий их формирования. Последнее особенно важно, ибо позволяет перейти к палеогеографическим обобщениям. Вместе с тем постоянно подчеркивается, что конечная цель изысканий — детальная стратиграфия антропогена

горных и предгорных районов. Ведущая роль генетического анализа при создании местных стратиграфических схем в этих условиях несомненна. Местные схемы являются основой региональных схем, от которых один шаг до широких палеогеографических построений и межрегиональных стратиграфических корреляций.

Возможности генетического анализа при детальном стратиграфическом расчленении антропогена гор и предгорий раскрываются на основе конкретных примеров.

Созданию книги во многом способствовали резко возросший за последние десять-пятнадцать лет уровень знаний об антропогене рассматриваемых территорий и появление целого ряда обобщающих работ по генетическому анализу, стратиграфии, геоморфологии и новейшей тектонике. Не следует сбрасывать со счетов и сделанное ранее. Наоборот, в свете имеющихся данных многие положения наших предшественников на пути изучения антропогена горных и предгорных районов юга СССР находят свое подтверждение. Таковы, к примеру, высказывания А.Л. Рейнгарда о связи формирования предгорных аллювиальных свит с ледниковыми явлениями в горах, о решающем влиянии климата на процессы формирования террас гор и предгорий, о возможности прямых межрегиональных корреляций стратиграфических схем весьма удаленных друг от друга горных областей на климатической основе.

Автор благодарен коллективу кафедры исторической и региональной геологии геологического факультета МГУ и ее руководителю чл.-корр. АН СССР, проф. Е.Е. Милановскому за постоянное участие и поддержку в процессе работы над книгой.

После выхода в свет в 1966 г. основополагающей работы Е.В. Шанцера "Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований" появилось довольно много публикаций, посвященных детальной характеристике отложений того или иного генезиса. Они подготовлены Ю.А. Лаврушиным, В.И. Елисеевым, А.Г. Черняховским, А.А. Чистяковым, А.Р. Гептнером и др. Эта глава не претендует на систематический обзор ранее выделенных генетических типов антропогенных осадочных образований. Она имеет главным образом методический характер. Генетические типы далее рассматриваются как объекты их подразделения на более дробные генетические варианты, а последние — с точки зрения их полезности для стратиграфического расчленения антропогена горных и предгорных районов.

Достижения генетического анализа на данном этапе развития геологии антропогена отражены в классификации, составленной Е.В. Шанцером (табл. 1). Им неоднократно подчеркивается важность ведущей темы данной работы — генетические типы и стратиграфия. Он считает, что "в области стратиграфии и геологического картирования четвертичных отложений выделение генетических типов является... основой основ" [39, с. 15]. В настоящее время это высказывание представляется особенно злободневным. Переход к геологическим съемкам масштаба 1:25 000 требует разработки соответствующих стратиграфических схем. Для гор и предгорий стратиграфическое расчленение антропогена проводится главным образом на генетической основе. Последняя нуждается в дальнейшей детализации.

Отмечая особенности своей классификации, Е.В. Шанцер [39] подчеркнул необходимость выделения генетических подтипов. Отсутствие соответствующей графы в табл. 1 он объясняет неразработанностью принципов дальнейшего подразделения и, главное, фрагментарностью фактического материала, который мог быть в этой связи рассмотрен. Он указывает на существование "географических вариантов" генетических типов, которые должны рассматриваться в качестве элементов более детальной генетической схемы. Расшифровывая понятие "географический вариант", Е.В. Шанцер приходит к выводу, что варианты эти следует выделять на тектонико-геоморфологической или климатической основе. Под тектонико-геоморфологическими вариантами Е.В. Шанцер подразумевал прежде всего генетические типы горных и равнинных районов. Целесообразно предусмотреть в этом ряду предгорные и подгорно-равнинные обстановки континентального осадконакопления, обстановки подгорного мелкоморья, а также приближенных к горам континентальных склонов и их подножий. Набор климатических вариантов может быть весьма широким, особенно если иметь в виду общеземной диапазон широтной зональности, включая тропические регионы.

Горы юга СССР были в антропогене ареной неоднократно сменявших друг друга оледенений. С давних времен путем обособления ледниковых

Классификация генетических типов отложений континентального осадочного комплекса. По Е.В. Шанцеру [40]

Класс	Ряд	Группа и подгруппа		Генетический тип
Кора выветривания	Элювиальный	Элювиальная		Климато- и литогенный элювий
		Почвы:	автоморфные, гидроморфные	Зональные автоморфные почвы Интразональные гидроморфные почвы
Осадочные отложения	Субазрально-фитогенный	Автохтонные торфяники		Низинные и верховые торфяники
	Склоновый (коллювиальный)	Гравитационная	Коллювий обрушения	Обвальные и осыпные накопления
			Коллювий оползания	Оползневые (деляпсий) и солифлюкционные накопления (дефлюксий, солифлюксий)
		Делювиальная (коллювий смывания)		Делювий
	Водный	Русловых водных потоков (флювиальная)		Аллювий Проплювий
		Озерная (лимническая)		Озерные отложения (лимний)
	Подземно-водный (субтерральный)	Пещерная (спелеогенная)		Терригенные и натечные пещерные отложения
		Отложения источников (фонтанальная)		Известковые туфы, травертины
	Ледниковый (гляциальный)	Собственно ледниковая (ортогляциальная)		Морены: основные (донные), абляционные и краевые
		Водно-ледниковая (парагляциальная)	Ледниково-речная (флювиогляциальная)	Внутриледниковый (интрагляциальный) Приледниковый (перигляциальный)
Ледниково-озерная (лимногляциальная)			Ледниково-озерный (лимногляциальный)	
Ветровой (эоловый)	Перевейных отложений (перфляционная)		Эоловые (перевейные) пески	
	Навеяных отложений (суперфляционная)		Эоловые (навеяные) лёссы	

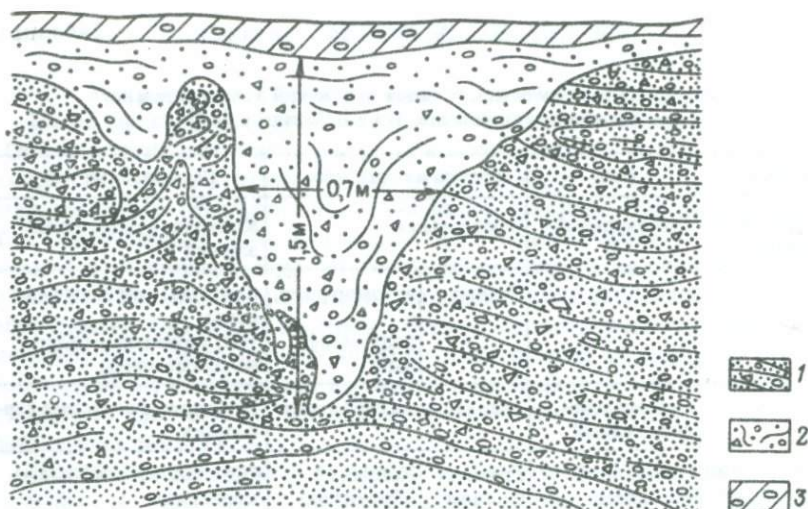


Рис. 1. Одна из псевдоморфоз ледяных клиньев в разрезе позднеплейстоценового пролювиального конуса у подножия хр. Аргалинту (Южная Гоби, район Наран – Мандаху – Сомона)

1 – песок с галькой и щебнем; 2 – то же, выполнение ледяного клина; 3 – суглинки с галькой

и межледниковых, стадийных и межстадийных горизонтов создавались схемы стратиграфического расчленения антропогена, имеющие разную степень детальности. Для того чтобы генетическая классификация помогла дальнейшей разработке все более и более дробных стратиграфических схем, необходимо детализацию проводить на этой же климатической основе.

В настоящее время довольно прочно установились представления об особых условиях формирования отложений в пределах приледниковых и перигляциальных областей, характеризующихся режимом многолетней мерзлоты, относительной сухостью климата, разреженностью растительного покрова. Следы многолетней мерзлоты считаются отличительным признаком реконструируемых перигляциальных условий. Сказанное равно относится как к равнинным, так и к предгорным и горным районам.

На юге СССР следы многолетней мерзлоты, возникшей под влиянием равнинных оледенений, в виде "котлов кипения", псевдоморфоз по ледяным клиньям, разного типа криотурбаций, проникают непосредственно в предгорья Карпат, Крыма, Кавказа, Тянь-Шаня и Алтая. Восточнее следы мерзлоты прослеживаются в Монголию, в пустыню Гоби (рис. 1), а по данным Б.А. Федоровича достигают Ордоса.

Перигляциальные зоны равнинных оледенений в пределах северной Евразии сливались с перигляциальными горными. Для этой территории вполне естественно классифицировать генетические типы и подтипы, пользуясь весьма выразительной терминологией В.А. Обручева и выде-

ля "холодные" и "теплые", иначе говоря, криогенные (ледниковые, субледниковые, перигляциальные) и термогенные (межледниковые, межстадиальные варианты или формировавшиеся вообще вне зоны всякого ледникового воздействия). Легко показать, что возможности для построения подобной классификации имеются. "Холодными" по своему происхождению являются прежде всего генетические типы ледникового ряда. Среди элювиальных образований в качестве "холодного" подтипа схемы Е.В. Шанцера [39] выделяется криогенный элювий. Преимущественно "холодными", ледниковыми по условиям и времени образования для Северной Евразии являются солифлюкционные накопления, делювий, золотые лёссов. Выделяется ледниковая разновидность аллювия — аллювий рек ледникового питания, иначе — ледниково-аллювиальные отложения, просто ледниковый или перигляциальный аллювий (Е.В. Шанцер, А.В. Кожевников, Г.И. Горецкий, Ю.А. Лаврушин).

Как известно, в основе обособления генетических типов и подтипов осадочных образований лежит типизация физико-географических обстановок их накопления. Под генетическими типами автор понимает комплексы отложений, сформировавшиеся в определенной физико-географической обстановке как результат соответствующего ей сочетания экзогенных процессов, среди которых один оказывается ведущим. Преобладающее значение одного из процессов при формировании того или иного генетического типа приходится подчеркивать. В 1946 г. это уже было сделано Н.И. Николаевым. Однако в определении понятия "генетический тип", предложенном Е.В. Шанцером в 1966 г., соответствующий аспект оказался затусованным. Тем не менее всегда указывалось, что важно выделять не смешанные, но "чистые" генетические типы, что их следует устанавливать по признакам, свидетельствующим о преобладающей, ведущей роли в их накоплении одной из наблюдаемых в природе своеобразных форм аккумуляции. Тезис о ведущей роли одной из наблюдаемых в природе своеобразных по динамике развития форм аккумуляции в процессе формирования генетических типов отложений является основой определения этого понятия [40]. Не следует забывать, что формирование генетических типов сопровождается в большинстве случаев возникновением четко распознаваемых форм рельефа, как аккумулятивных, так и эрозионно-денудационных.

В том случае когда речь идет о генетических типах и подтипах, типизация обстановок проводится главным образом по тектонико-геоморфологическому признаку или особенностям ведущего экзогенного процесса. Деление на "холодные" (криогенные) и "теплые" (термогенные) варианты — это следующая ступень детализации, и приходится говорить о генетических видах. Теплые и холодные обстановки осадконакопления могут быть подразделены на "сухие" и "влажные". На этой основе возможно обособление генетических подтипов — криоксеро-, криогигро-, термоксеро- и термогигрогенных. Определения генетических видов и подвидов могут быть сформулированы так же, как это сделано для генетического типа. Однако представление о физико-географической обстановке конкретизируется. Например, при выделении "холодных" видов следует

говорить о холодной, перигляциальной обстановке, при обособлении подвидов — о перигляциальной обстановке сухой или влажной. Выделение генетических разновидностей может проводиться по петрографическому составу пород, подвергающихся деструкции.

Противопоставление аридных и гумидных обстановок седиментации с историко-геологических позиций является более общим, чем противопоставление обстановок холодных и теплых, но чередование последних — это глобальная специфика ледникового антропогена. Холодные, криогенные условия подготовки и транспорта обломочного материала во многом определяют характер его накопления на водоразделах, в долинах и водоприемных бассейнах. Эти осадочные образования несут на себе печать ледового, криогенного типа литогенеза, если понимать его не столь узко, как это сделано Н.М. Страховым. Лишь в расширенном толковании, довольно близком к предложенному А.И. Поповым [30], ледовый тип литогенеза по своим конечным результатам может быть противопоставлен аридному и гумидному.

Проводимая далее детализация генетической схемы, естественно, эффективна лишь для тех районов, где когда-либо проявляли себя процессы криолитогенеза. Для ледникового антропогена, благодаря широкому развитию горного рельефа, подобные условия были весьма характерны, причем не только в высоких, но и в низких широтах.

В последующих главах изложение ведется в соответствии с последовательностью генетических типов в классификации Е.В. Шанцера (см. табл. 1) — по ходу осадочной дифференциации обломочного материала. Однако поскольку речь идет о горных районах с развитым долинным оледенением, ледниковый ряд помещен перед флювиальным. Ниже рассмотрены главным образом "холодные" генетические типы и виды, так как "теплые" хорошо известны и, главное, не они составляют основу дальнейшей детализации генетических представлений.

ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Среди генетических типов элювиального ряда, их видов и разновидностей необходимо прежде всего выделить криогенный элювий. В настоящее время широко распространено представление об образовании значительных масс лессового мелкозема в результате морозного выветривания в перигляциальной обстановке. Правда, в большинстве случаев оно не обосновано и является результатом беглых наблюдений, констатирующих обилие мелкозема среди рыхлых накоплений горных, предгорных или равнинных районов. Это позволило Е.В. Шанцеру [39] высказать ряд критических замечаний в адрес защищающих это положение (Н.И. Николаев, Н.П. Васильковский). Он указал на высокую расклинивающую способность пленочных гигроскопических вод, проникающих по микротрещинам горных пород вплоть до плоскостей спайности и действующих даже в пустынной обстановке, где вместе с напряжениями, возникающими в породе вследствие температурных градиентов, а также из-за различий в коэффициентах расширения минералов их действие является основным

процессом, ведущим к образованию пылеватого материала. А.Г. Черняховский [36] обозначает действие этих сил как процесс гидратационного выветривания — гидратации. Выветривание этого типа, хотя и в разной степени, проявляет себя при любых температурах во всех климатических зонах, сопровождая физическое и химическое выветривание, что делает его в значительной степени фоновым, азональным процессом. Фоновый характер действия водных пленок признает и А.Г. Черняховский [36]. Он пишет, что гидратация микротрещин, т.е. проникновение в них водных пленок осуществляется в любых климатических условиях. При положительных температурах слой стабильной адсорбированной воды включает в себя находящуюся в метастабильном состоянии рыхлосвязанную воду, что увеличивает объем, а следовательно, и давление пленочной воды на стенки трещин в породе. При низких температурах пленочные воды лишаются их метастабильной термоактивной части, мигрирующей к растущим кристаллам льда, заполняющим более крупные пустоты. Объем стабильной адсорбированной воды, толщина водных пленок в этом случае уменьшаются, уменьшается и их расклинивающее воздействие. Из сказанного можно сделать вывод о слабом действии водных пленок на породу в условиях низких температур. И далее, вполне закономерно, вопреки традиционным представлениям, следует заключение о том, что под действием морозного выветривания формируется преимущественно грубообломочный элювий. При однократном замерзании все верно, однако следует иметь в виду не просто отрицательные температуры, но их переходы через 0°C , когда восстанавливается оптимальная для расклинивающего давления толщина слоя адсорбированной воды. Многократные переходы через 0°C , свойственные перигляциальным условиям, приводят к активизации процессов разрушения горных пород, идущих при участии водных пленок.

А.И. Попов, В.Н. Конищев считают, что не только криогенное, но и криогидратационное выветривание приводит к формированию наиболее мелких фракций, размер которых зависит от конкретного минерального состава породы.

Собственно криогенное разрушение пород является прямым следствием расклинивающего действия замерзающей воды. Активность этого процесса, впрочем, так же, как и криогидратационного, зависит от влажности климата или хотя бы от степени поверхностного увлажнения пород. В сухом климате расклинивающее действие замерзающей воды действительно приводит главным образом к образованию глыбовых развалов. А.Г. Черняховский на Восточном Памире и в Терскей-Алатау на высотах около 4000 м наблюдал незначительные мощности суглинистых накопленей среди глыб. На этих высотах в горах Средней Азии наблюдается недостаток влаги, чем и объясняется заторможенность процесса. Здесь происходит преимущественно температурное, термофракционное выветривание, причем как в высоко-, так и в низкотемпературном его вариантах. Низкотемпературный вариант может быть обозначен как морозный, в отличие от криогенного, который также называют морозным, что затрудняет понимание сути вещей.

Сухой экстрааридный климат ведет к испарению свободной воды из

микротрещин вплоть до удаления метастабильного слоя рыхлосвязанной воды, ассоциирующегося с гигроскопическими пленочными водами, что должно вести к ослаблению расклинивающего давления пленочных вод в этих условиях. В этой связи всякое увеличение влажности должно усиливать действие связанной воды в микротрещинах и колебания влажности, так же как замерзание — оттаивание, должны приводить к активизации выветривания, которое можно назвать термогидратационным. Однако действие его явно слабее, чем выветривания, идущего в криогенных условиях. Количество пылеватого материала, образующегося в современных каменных (в том числе высокогорных) пустынях, несомненно, уступает объему мелкозёма, генерируемого криогенными процессами в альпийском субнивальном высокогорье, чему способствует сильная увлажненность поверхностной части грунтов различного типа, характерная для этого высотного пояса. Мощность суглинков между глыбовым материалом, по данным А.Г. Черняховского [36], достигает 20 см, что, учитывая постоянное удаление мелкозёма в условиях горного рельефа, не так уж мало.

Нивальная и субнивальная зоны высокогорий, особенно на склонах, обращенных к северо-западным ветрам, несущим осадки, отличаются обилием снежников, что весьма способствует процессу нивации [30]. Активизация нивального процесса является следствием учащения перехода температуры породы через 0°C в непосредственной близости от тающего снежника. В этих условиях должно активизироваться физическое выветривание, связанное с полиминеральностью пород, а также криогенное, зависящее от расклинивающего воздействия многократно замерзающей воды. И то, и другое накладывается на одновременное разрушающее действие пленочных вод, включая их химическую активность. Для непрерывного действия нивального выветривания необходимо постоянное удаление продуктов разрушения породы, что в горах легко достижимо.

Высокая интенсивность криогенных процессов, поставляющих значительные количества пылеватого материала, доказывается экспериментально. В 1964 г. Е.М. Сергеев и А.В. Минервин опубликовали результаты эксперимента, в котором в условиях естественной влажности (20–25 %) образцы морены и озерно-ледниковых суглинков, ранее не затронутые выветриванием, подвергались 60-кратному замораживанию при -30°C в течение 5 ч и нагреванию до $+30^{\circ}\text{C}$ в течение 4 ч. Ими установлено явное изменение гранулометрического состава пород при замерзании — оттаивании: увеличение содержания фракций 0,1–0,05 и 0,05–0,01 мм за счет более крупных.

Несколько позднее был поставлен опыт большей длительности [28]. В течение пяти лет систематическому замораживанию до -10°C и оттаиванию до 20°C (887 циклов) подвергались породы песчаной размерности. Результаты приведены в табл. 2. Разрушение мономинеральных песков шло только в водонасыщенном состоянии. Кварц превратился в крупную пыль, микроклин — также в значительной степени; кальцит дал большое количество частиц глинистой размерности; размерность биотитового песка практически не изменилась. А.В. Минервин [28] объясняет предел

Моделирование формирования лёссовых фракций (в мм) в различных условиях. По А.В. Минервину [28]

Состояние породы	Минерал	Содержание фракций, %				
		0,25 – 0,1	0,1 – 0,05	0,05 – 0,01	0,01 – 0,005	0,005 – 0,001
Водонасыщенное	Кварц	11	20	68	1	–
	Микроклин	7	41	41	11	–
	Кальцит	6	15	20	30	29
	Биотит	95	4	1	–	–
Воздушно-сухое	Кварц	98,5	1	0,5	–	–
	Микроклин	98	1,5	0,5	–	–
	Кальцит	93,5	5	1	0,5	–
	Биотит	100	–	–	–	–

Примечание. До опыта содержание фракций 0,25 – 0,1 минералов составляло 100 %

дробления кварца особенностями строения его кристаллов, распадающихся на элементарные микрообломки под действием воды, замерзающей в межблочных каналах.

В.Н. Конищев [15] выдвигает представление о критических размерах фракций, образующихся при криогенном разрушении различных минералов, для которых исключается возможность действия льда и даже пленочных вод. Для кварца подобный критический размер частиц как раз соответствует фракции крупной пыли (0,05 – 0,01 мм). Для биотита соответствующая величина значительно выше.

Экспериментальное изучение воздействия криогенного выветривания на горные породы проводится геоморфологическим центром в Канне (Франция). В ходе экспериментов число циклов промерзания – оттаивания достигало 500. Уже после 200–300 циклов исходная порода (известняк) превратилась в криопелит – продукт конечной стадии измельчения [45].

Приведенные соображения можно проиллюстрировать некоторыми примерами. В горах Земли Королевы Мод (Восточная Антарктида), где, по данным В.И. Бардина, на высотах около 2500 м склоны покрыты обломками с средним размером 10 см в поперечнике, мелкозем отсутствует. Объясняется это малым количеством воды. Температура, как правило, не поднимается выше 0 °С. На более низких абсолютных высотах в пределах моренных полей появляются мерзлотные полигоны, а в оазисе Ширмахера на высоте 100 м над уровнем моря – каменные кольца с мелкоземистой составляющей в центральной части.

Наблюдения В.А. Суходровского, В.Г. Чигира на Земле Франца-Иосифа показали, что разрушению до пылевой фракции подвергаются даже массивные породы, но лишь в том случае, если их поверхность находится в условиях периодического увлажнения. В увлажненной среде мелкозем образуется в 160 раз быстрее, чем в относительно сухой. Для Земли

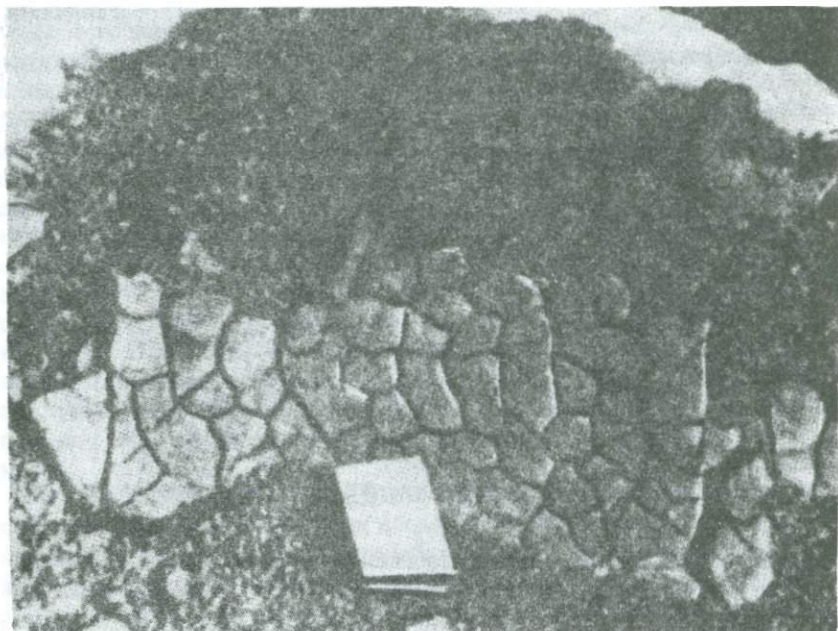


Рис. 2. Разрушение глыбы базальта, идущее до пылеватой фракции (Земля Франца-Иосифа). Фото А.И. Попова [30]

Франца-Иосифа, а также Северной Земли констатируется одновременность сортировки и измельчения материала в пределах каменных многоугольников (рис. 2). Разрушению обломков способствует нивация, ибо в трещинах — понижениях между многоугольниками — скапливается снег, не исчезающий в течение летних сезонов.

А.Г. Черняховский приводит данные о гранулометрическом составе элювия, образующегося при морозном выветривании различных пород в засушливом высокогорье Терской-Алатау. Отмечаются заторможенность процессов химического выветривания, отсутствие иных изменений частиц алевритовой размерности, кроме окисления и гидратации. Формирование пылеватого материала характерно для ниже расположенной субальпийской зоны (1500—3000 м), которая отличается условиями наибольшего увлажнения. Здесь образуется сплошной покров глинисто-дресвяного элювия, широко развиты продукты его ближайшего переотложения в делювиальном варианте. Особенно интенсивен процесс там, где развиты метаморфические сланцы (район перевала Анзоб в Гиссарском хребте и др.). Содержание пылеватых частиц в верхних горизонтах элювия существенно повышено (до 40%), иногда оно уменьшается за счет появления глинистых фракций. Хлорит и серицит гидратированы в высшей степени и в глинистой фракции переходят главным образом в гидрослюды. Не менее энергично разрушаются в этой зоне и карбонатные породы. Несколько

меньшая степень дезинтеграции характерна для гранитов (преобладает дресвяно-песчаная фракция). Помимо морозного и криогенного выветривания, а также расклинивающего действия пленочных вод, для этой зоны характерно достаточно активное проявление химических процессов. Там, где появляется вода и наблюдаются высокие температуры поверхностных грунтов, хотя бы в течение летних месяцев, химическое выветривание начинает активно участвовать в формировании элювия.

Таковы условия субальпийской зоны во всем поясе гор юга СССР. Особенно ясным становится участие химического выветривания (главным образом гидратации) в формировании пылеватой фракции элювия и делювия, если учесть представления В.Н. Конищева [15] о критических размерах криогенного дробления слюдястых минералов, которые превышают размеры частиц, составляющих фракцию крупной пыли. Критические размеры частиц, образующихся за счет криогенного дробления, связаны с величинами удельной поверхностной энергии, определяющей толщину и свойства пленок связанной воды, и указывает, что она уменьшается по мере увеличения дисперсности отдельных составляющих данной породы. Вместе с тем с понижением температуры возрастает степень сгущения поверхностной энергии, что способствует физико-химической активности пленочных вод, интенсивной гидратации минеральных частиц и, как следствие этого, увеличению дисперсности мелкозема.

Таким образом, комплекс процессов — от чисто физического (термофракционного) и криогенного выветривания до расклинивающего действия водных пленок и начальных стадий химического преобразования — приводит в альпийском и субальпийском поясах к формированию значительных масс мелкозема. В настоящее время соответствующий интервал высот даже в горах Средней Азии не занимает больших площадей. Так было и в межледниковые эпохи плейстоцена. Но в ледниковые эпохи, когда границы зон (в том числе и перигляциальной) опускались на более низкие высоты, территория с выветриванием подобного типа весьма существенно увеличивалась. Причем чем ниже располагалась периферия перигляциальных влияний, тем неустойчивее и изменчивее были климатические условия в пределах этой территории, благоприятные для выветривания указанного типа. И криогенное, и термофракционное выветривание, и даже расклинивающее действие водных пленок при частых колебаниях температуры и степени увлажнения имели в этих условиях экстремальное разрушающее воздействие на горные породы.

Приведенные соображения показывают, что взгляды А.Г. Черняховского [35, 36] и Е.В. Шанцера [39] вполне согласуются с представлениями Н.И. Николаева и Н.П. Васильковского и свидетельствуют о том, что обилие мелкозема, поступавшего к подножию гор в ледниковые эпохи плейстоцена, является следствием действия криогенного выветривания, если понимать его достаточно широко.

Как показали исследования Е.М. Сергеева и А.В. Минервина, процессы подобного типа идут не только в высокогорных, но и в предгорных, а также подгорно-равнинных условиях. С сезонным промерзанием и оттаиванием грунтов в пределах перигляциальных зон древних оледенений

они связывают процессы облессования мелкоземистых накоплений различного генезиса. Выяснилось, что при влажности, превышающей максимальную молекулярную влагоемкость, процесс промерзания — оттаивания приводит к уменьшению средней плотности и увеличению пористости грунта, т.е. его разуплотнению. Пористость увеличивается с 44 до 47 %. Сублимационная сушка мерзлой породы способствует сохранению разуплотненного состояния.

А.В. Минервина и И.Н. Комиссарова [28] в течение многих лет изучали условия формирования структуры лессовых пород межгорных впадин Алтае-Саянской горной области. Лессы и лессовидные суглинки в них имеют первично водное происхождение. Чаще всего они слагают верхние части разрезов террас средних высот. Лессовые породы обладают сходным гранулометрическим составом, несмотря на их относительную разновозрастность. Суммарное содержание фракций крупной пыли и мелкого песка для лессов составляет 90–92 %, для лессовидных суглинков 89 – 91 %. Основной материал — кварц, в глинистой фракции — гидрослюда, монтмориллонит, смешаннослойные минералы, каолинит и хлорит. Структурные элементы лессовых пород имеют размер 0,1–0,01 мм и представляют собой, как показали данные растровой электронной микроскопии, концентрические глобулярные агрегаты — микроблоки кварца, покрытые обломочками кальцита и глинистых частиц полиминерального состава. Для лессовых характерно высокое содержание пор размером 0,015 – 0,45 мм (70–80 %). Формирование структурных элементов — глобул связывается с процессами криогенного выветривания в перигляциальных условиях, распространявшихся на всю Алтае-Саянскую горную область. Именно с этой территории поступало большое количество глинистого материала за счет размыва протерозойско-палеозойских метаморфических сланцев. Образование пористости объясняется процессами разуплотнения при замерзании воды в порах и ее последующей сублимации. Глубина проникновения разуплотняющих процессов значительна (до 10 м) и связана с неоднократным распространением мерзлотных условий в пределах Алтае-Саянского региона.

Важно установить ярусность в расположении лессовых горизонтов. Особенно интересны в этой связи данные Х.П. Рахматуллаева. Им изучены классические разрезы лессов ташкентской террасы р. Чирчик на правом берегу р. Сырдарья, расслоенных в верхней части погребенными почвами (до четырех). Каждый подпочвенный горизонт характеризуется резким увеличением пористости и коэффициента относительной просадочности. Ташкентскую террасу и основную часть слагающих ее лессов следует датировать концом среднего плейстоцена, а лессы, лежащие выше первой от поверхности погребенной почвы, — началом позднего плейстоцена. Первичный генезис нижних лессов аллювиальный, верхних — овражно-балочный (или золовый?). Представление о формировании нижних лессов, обладающих высокой пористостью и просадочностью в условиях длительно действовавшего промерзания и протаивания и одновременно аридного климата, не противоречит геологическим данным. Имеется в виду сингенетичное воздействие мерзлотного гипергенеза в процессе аккумуляции мелко-

земистого аллювия, о чем свидетельствует увеличение пористости и проницаемости лессов не только под верхней, но и под более глубоко лежащими погребенными почвами рассматриваемого разреза. Почвы этой лессовой толщи, имеющие зачаточный характер, формировались в пойме р. Чирчик и не означали существенного перерыва в осадконакоплении. Промерзание в этих условиях, по крайней мере сезонное, могло идти одновременно с осадконакоплением в полном соответствии с представлениями о субаэральном диагенезе, развиваемыми Е.В. Шанцером [39].

1847
182

Следует подчеркнуть особую роль сублимации льда в сухом климате перигляциальных зон. На испарение льда из лессов как на необходимое условие сохранения их пористой структуры неоднократно указывали Н.И. Кригер [16] и др. Исследования А.В. Минервина и И.Н. Комиссаровой [28] показали, что испарение воды из лессов при положительных температурах приводит к формированию плотных пород, не обладающих проницаемостью. Вместе с тем, А.Г. Черняховский [35] сообщает о промачивании исходных мелкоземистых толщ как о процессе, вызывающем агрегирующее и коагулирующее действие карбонатных растворов кальция и магния на лессовый мелкозем и приобретение лессовидными породами аллювиального, пролювиального и иного генезиса лессовой структуры. Он подчеркивает свое несогласие с высказываниями И.И. Трофимова, Г.И. Раскатова и др. о благоприятности современных климатических условий в предгорных районах Средней Азии для лессообразования. Формирование лессов, по его мнению, могло идти лишь в холодном климате, что в предгорьях Средней Азии имело место только во время ледниковых эпох, при значительном смещении климатических зон и возникновении условий сезонного промерзания. Действовала не только сезонная, но и многолетняя мерзлота.

Автору этой работы удалось наблюдать систему псевдоморфоз ледяных клиньев, нарушающих одну из верхних погребенных почв разреза Хонако в бассейне р. Кызылсу (Таджикская депрессия). Клинья неглубокие (до 2,0 м), заполнены вышележащим лессом, почва черноземовидная, криотурбирована (рис. 3). Эти данные создают основу для сближения взглядов Е.М. Сергеева, А.В. Минервина и А.Г. Черняховского, в том числе и по отношению к среднеазиатским лессам.

Выше речь шла исключительно о "холодных" генетических видах элювия, развитых в пределах горных и предгорных территорий Северной Евразии. Среди "теплых" вариантов прежде всего должны быть упомянуты почвы — лесные (подзолы, буроземы, сероземы, горные и равнинные, умеренного климата и субтропиков), преимущественно степные (черноземы, сероземы, каштановые почвы — равнинные и горные), наконец, желтоземы и красноземы субтропиков (в предгорном и равнинном лесном и лугово-степном вариантах). В погребенном состоянии эти почвы приобретают стратиграфическое значение. Кроме почв в качестве "теплой" разновидности элювия выступает хемоморфный элювий различного типа. Примером может служить зеброидный элювий Западного Закавказья, имеющий метагаллуазитовый глинистый состав, характерную полосчатую структуру и яркую (голубовато-серую, серовато-желтую, кирпично-крас-

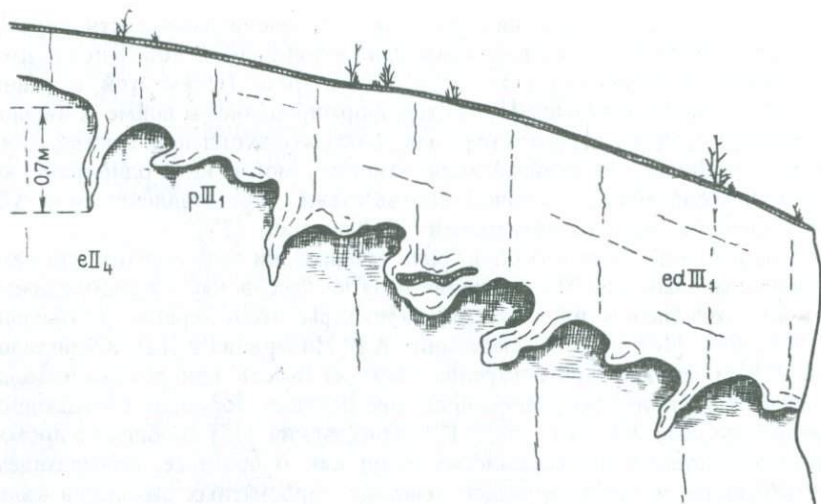


Рис. 3. Криотурбации в лессах разреза Хонако (ТаджССР, бассейн р. Кызылсу)

edIII₁ – верхний плейстоцен (золото-делювиальные лессы); pIII₁ – то же (черноземовидная почва); eII₄ – средний плейстоцен (золотые лессы)

ную и даже малиновую) окраску отдельных полос и пятен. Формировался этот элювий на карангатской и более древних морских террасах Черноморского побережья Кавказа в межледниковые промежутки времени.

Особое место занимают гидроморфные почвы разных климатических зон – лугово-черноземные, лугово-сероземные, лугово-коричнево-красные, лугово-красно-бурые. Они обычны в предгорных разрезах подгорнопойменных, лиманных мелкоземистых серий, как плиоценовых, так и плейстоценовых. Важны правильная их диагностика, отличия от субэдральных аналогов, ибо стратиграфическое значение суходольных почв в делювиальных шлейфах, в лессовых покровах, как правило, очевидно, а субэдральные почвы прямо свидетельствуют лишь об условиях формирования тех или иных свит, об особенностях климата предгорий в соответствующие отрезки времени, и только затем (и в самом общем виде) об их стратиграфическом положении.

Противопоставление "теплых" и "холодных" вариантов почв и элювия требует конкретизации и систематизации имеющегося материала. Выясняется, что в качестве "холодных" почвенных видов в горах выступают зачаточные почвы каменистых пустынь и вообще перигляциальные на любой другой грунтовой основе. Аналогичные условия горных и равнинных оледенений существовали и в предгорных зонах. На подгорных равнинах юга СССР, традиционно засушливых, в сухом холодном климате ледниковых эпох формировались пустынно-степные, нередко солонцеватые почвы с весьма невыразительным профилем. Эти почвы редко сохраняются в разрезе и в погребенном состоянии с трудом улавливаются ис-

следователями. Стратиграфического значения они практически не имеют. Относительно влажные климатические фазы оледенений в горах могут дать горно-тундровые варианты почв и слабо выраженные дерновые в предгорной зоне. Такие почвы также не обладают сколько-нибудь развитым профилем, и стратиграфическое значение их минимально. Нескольким более ярко окрашены тундро-глеевые почвы, возникавшие на относительно выравненных и, в условиях постоянной мерзлоты, обводненных участках водоразделов и на речных поймах. В горах они не сохраняются, но в предгорьях, особенно на западе (Западный Кавказ, Предкавказье), характерны для разрезов делювиальных и солифлюкционных шлейфов.

Плохая сохранность "холодных" видов почв заставляет рассматривать проведенное выше противопоставление в чисто теоретическом плане. Стратиграфическая значимость остается главным образом за "теплыми" почвами — межледниковыми или интерстадиальными.

Также чисто теоретически возможно подразделение термофракционного элювия на криогенные и термогенные варианты. В первом случае имеются в виду результаты собственно морозного выветривания при перепадах температур ниже 0° , во втором — выше 0°C . Однако, как показывают наблюдения, термофракционный элювий, формирующийся на первых стадиях этого процесса в "холодных" и "теплых" условиях, мало чем отличается друг от друга. Глыбняки Земли Королевы Мод в Восточной Антарктиде и плато Ахаггар в Центральной Сахаре имеют близкую размерность обломков и внешний облик скоплений. Не меняется характер отложений и на начальных стадиях собственно криогенного процесса, когда в трещинах породы появляется лед, но вследствие относительной сухости климата его действие не отличается значительной интенсивностью. И лишь в связи с нивальным и особенно криогидратационным выветриванием в условиях морозного, но достаточно влажного климата, вместо грубообломочных накоплений появляются тонкообломочные подвиды криоэлювиев — криопелиты и криокластопелиты [30]. Глыбовый, щебнистый материал оказывается погруженным в мелкоземистый заполнитель. Именно эти подвиды криоэлювия могут быть противопоставлены корам выветривания субтропических и экваториальных районов, где материнские породы в условиях промывного режима и интенсивного растворения превращаются в пестроцветный или красноцветный глинистый или глиноземистый элювий, развитый не только в пределах плоских форм рельефа, но и на склонах значительной крутизны.

КОЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Склоновый парагенетический ряд — это весьма компактное сообщество отложений, приуроченных к склонам различного типа и занимающих в историко-геологической эволюции рельефа суши строго определенное место. Рассмотрение склоновых отложений Е.В. Шанцер начинает с группы коллювия обрушения (см. табл. 1). Последовательность рассмотрения, предлагаемая ниже, иная. В начале важно дать характеристику отложений, формирующихся в ярко выраженных перигляциальных условиях — в пре-

делах зоны энергично идущего криогенного выветривания. Наиболее грубообломочные склоновые отложения в этих условиях, нередко тесно связанные с крупноглыбовым криогенным элювием, это — десерпций.

Десерпционные отложения в классификации Е.В. Шанцера не обособлены и рассматриваются в качестве разновидности солифлюкции, хотя и очень своеобразной. Под десерпцием полезно выделять приводораздельные глыбовые развалы горных областей, формирующиеся в сухом и холодном климате высокогорий, а также в пределах нивального и субнивального поясов. Отложения подобного типа формируются в этих условиях как элювий, но расчлененность горного рельефа принуждает глыбовый материал к медленному перемещению вниз по склону. Грубые продукты выветривания у подножия скал образуют мощные, медленно перемещающиеся глыбовые покровы. Особенно эффективны они в районах развития гранитоидов.

Е.В. Шанцер рассматривает подобные образования как переходные от элювия к склоновым, подчеркивая их промытость, очищенность от элювиального мелкозема и, следовательно, перлювиальную их природу. Но все зависит от величины обломков и крутизны склонов. Перемещение глыб начинается при углах склона $4-5^\circ$. А.Г. Черняховский [35] пишет о подобных образованиях на Восточном Памире, в горах Терсей-Алатау у пер. Барскаун. Автору приходилось наблюдать протяженные каменные покровы на склонах высокогорного массива Ак-Шийряк (Центральный Тянь-Шань). Десерпций широко развит на водоразделах Гиссарского и Зеравшанского хребтов в Юго-Западном Тянь-Шане. Настолько широко, что при инженерно-геологических съемках масштаба $1:200\,000$ в бассейнах рек Кшут, Шинг и Магиан отложения подобного типа приходилось картировать отдельно от других отложений склонового ряда. Десерпций имеет значительное распространение в пределах гольцовой зоны средневысотных гор Южной Сибири. Нередко эти отложения оказываются реликтовыми образованиями, сохранившимися в разрезах, а иногда и в рельефе с того времени, когда перигляциальная зона занимала значительно большие пространства, чем ныне.

Процесс формирования десерпция наиболее полно изучен на примере курумов, имеющих площадной характер. Причины смещения глыб вниз по уклону в этом случае связаны с процессами термо- и криогенной десерпции, с нарушениями устойчивости глыб, вызванными температурными колебаниями или замерзанием воды и таянием льда в межглыбовых интерстициях. В пределах высокогорных пустынь (типа восточнопамирских) имеет место действие стебелькового льда, образующегося за счет влаги, конденсирующейся из атмосферы на поверхность глыб, охлаждающихся с наступлением ночи.

Термин "десерпций" (от лат. *deserptio* — оползть, опускаться) появился в 1966 г. и введен в литературу Б.В. Рыжовым, который понимает десерпций значительно более широко, чем это принято в настоящей работе. В качестве десерпционных образований им указываются супеси и суглинки с значительным содержанием щебня, валунов и глыб, развитые в Забайкалье и Приамурье на склонах крутизной от 6 до 30° . Входят

в этот комплекс отложений и типичные курумы. В качестве движущих сил, кроме гравитации, названы колебания объема рыхлого покрова, связанные с изменениями температуры и влажности. Исключительно важна роль воды в формировании этих отложений. При столь широком понимании понятия "десерпций" возникает опасение, что оно в значительной мере подменяет понятия "солифлюксий" и "делювий". Процесс формирования десерпция отождествляется Б.В. Рыжовым с процессом крипа. Как обстоятельно показал Е.В. Шанцер [39], крип (сседание) обломочных масс разного типа действительно идет на склонах, но при углах до 30° его действие может рассматриваться как сопутствующее солифлюксии, а при больших углах — осыпному процессу.

Совсем по другому десерпционный тип склоновых процессов понимает Ю.Г. Симонов. Десерпцией он называет отложения, имеющие плитчатую текстуру и возникающие при значительном увлажнении глинистых грунтов, т.е. стоящие весьма близко к обычному пониманию солифлюксии. Ю.Г. Симонов опирается на одно из значений слова *deserptio* — оползать, оставляя без употребления второе его значение — опускаться. Между тем, именно последнее значение как нельзя более точно определяет процесс, лежащий в основе типичного десерпция — площадных курумов.

Ю.Г. Симонов, в отличие от Б.В. Рыжова, медленные смещения склоновых масс щебнисто-суглинистого состава не объединяет с процессом курумообразования. Формирование каменных "морей", "полей", "рек" и "языков" рассматривается им как самостоятельный процесс. Подчеркивается отсутствие мелкозема среди глыб, составляющих подобные образования, указывается, вопреки мнению Б. Хёгбома и И.М. Гладцина, что курумы не имеют подстилки из льдистого суглинистого материала. Причиной перемещения материала являются процессы замерзания и оттаивания воды, не связанной с уровнем грунтовых вод, в том числе действие стебелькового льда.

Е.В. Шанцер считает, что образование стебелькового льда не вносит каких-либо специфических черт в строение склоновых отложений, но, высказываясь подобным образом, он, вероятно, не имеет в виду участие этого процесса в курумообразовании, так как, по его мнению, курумы — это один из видов подвижного солифлюксия. С точки зрения автора, площадные курумы, т.е. каменные "морья" и "поля", можно обособить в отдельный генетический тип — десерпций (рис. 4).

Собственно, это уже сделал Г.Ф. Гравис [4], который, наряду с гравитационным, оползневым, солифлюкционным и делювиальным типами склоновых процессов и отложений, выделяет десерпционный, с подразделением его на ряд разновидностей. Часть их, вызванная изменениями объема материала при нагревании и охлаждении, при увлажнении и высыхании (термогенная и гидрогенная десерпция), является синонимом "крипа". Десерпций в собственном смысле этого слова связан с изменениями объема пород при их промерзании и оттаивании, с криогенными процессами, вызванными образованием и таянием льда между обломками. Г.Ф. Гравис различает шпировую и базально-цементную десерпцию, которые не имеют самостоятельного значения, и стебельковую — ведущий про-



Рис. 4. Площадной курум на склоне, сложенном метаморфическими песчаниками (Алданское нагорье). Фото А.И. Тюрина

цесс формирования курумов на незадернованных склонах и в поясе холодных горных пустынь.

В таежной зоне курумы чаще всего представлены реликтовыми образованиями, сохранившимися со времени последнего оледенения, когда перигляциальная зона имела широкое распространение. Вопрос о возрасте курумников таежной зоны и комплекса склоновых отложений особенно остро обсуждается для различных районов Забайкалья. По мнению С.С. Воскресенского и Ю.Г. Симонова, эти отложения созданы современными склоновыми процессами. Одновременно Г.Ф. Гравис [4], И.В. Воробьев и С.П. Горшков [1] убедительно доказывают их реликтовый характер. Наблюдения, проведенные автором к югу от г. Читы на склонах хр. Черского, к северу от Улан-Уде в хр. Улан-Бургасы, в Хентэйском хребте на территории Монголии, в западных отрогах Большого Саяна и в южной части Кузнецкого Алатау, позволяют присоединиться к выводу о зарождении курумов таежной зоны по крайней мере в связи с последним оледенением и расширением перигляциальной зоны не только в высокогорных, но и низкогорных районах. На реликтовой природе курумов – глыбовников Енисейского кряжа особенно настаивают И.В. Воробьев и С.П. Горшков [1]. Вывод этот имеет весьма широкое стратиграфическое значение. В этой связи важно вспомнить возражения В. Пенка против подобной точки зрения. Основываясь на наблюдениях, сделанных в Гарце, он считал каменные "моря" современным образованием, и особенности их формирования увязывал с характером исходных пород. Однако позднее П. Кесслер, а затем Ю. Бюдель вновь вернулись к представлению о каменных морях Германского Среднегорья как о перигляциальном явлении.

Курумы площадного типа известны под названием курумы выветривания. Термин "курумы выветривания" введен А.И. Тюриным, который выделяет особый генетический тип склоновых образований – курумный десерпций. Он различает несколько разновидностей курумов, главным образом по происхождению обломочного материала. Между тем важно проследить процесс перемещения обломков, его движущие силы. Необходимо различать курумы, занимающие в пределах склонов обширные территории, и формы, связанные с разного рода линейными понижениями рельефа. В линейных понижениях склонов скапливается мелкозем, часто находящийся в переувлажненном состоянии, появляются условия для возникновения солифлюкционных процессов. Площадные курумы выветривания, лишенные мелкоземистой составляющей, удаленной суффозионными процессами, перемещаются преимущественно в результате термогенной и криогенной десерпции, отчасти суффозионного выноса. Десерпций в таком понимании отвечает всем требованиям, предъявляемым к генетическому типу [39]. Он качественно отличается от элювия, поскольку является результатом перемещения глыб, подготовленных выветриванием, и от других склоновых отложений прежде всего грубостью гранулометрического состава и положением в рельефе. Чаще всего десерпций занимает привершинное положение – у начала остальных генетических типов склонового ряда. Процесс, ведущий к его накоплению, – оседание глыбового материала. Реликтовый характер большинства площадных

курумов таежной зоны показывает, что образования эти преимущественно "холодные", криогенные. Криогенная десерпция (десерпция в чистом виде), особенно характерная для перигляциальных обстановок, на территории горных стран может быть противопоставлена процессам крипа, часто в сочетании с солифлюкцией, типичной главным образом для межледниковий.

Делювий и дефлюксий. Описание делювия вслед за десерпцией, особенно для горных территорий, казалось бы, лишено логики. Однако учет перигляциальных явлений, характерных для гор юга СССР, диктует именно такую последовательность изложения. Дело в том что зона наиболее энергичного проявления нивальных, криогенных процессов располагается непосредственно ниже зоны развития десерпции. Здесь в условиях ярского рельефа, при обилии материала супесчано-суглинистой размерности на склонах определенной крутизны немедленно появляется делювий. Нередко делювиальный смыв поставляет мелкозем для формирования дефлюкционных отложений на нижерасположенных относительно более крутых склонах. Проблемы, возникающие при изучении делювия и дефлюксия (иначе — солифлюксия), переплетаются очень тесно, что и объясняет совместное рассмотрение этих генетических типов в данном разделе.

В горах Средней Азии делювиальные отложения были изучены А.Г. Черняховским [35] в пределах внутреннего Тянь-Шаня на абс. выс. 2900—3300 м (горы Байдулла, Ортактау, хр. Атбаши). Здесь широко развит сглаженный рельеф с плавными очертаниями вершин и склонов. Делювий сложен лессовым мелкоземом с примесью щебня. Мощность делювия до 2 м. Источник мелкозема — элювиальные процессы, идущие в вышележащей зоне, где формируется щебнисто-глыбовый десерпций, а также под покровом делювия в пределах самих склонов. Подстилающие лессовидный делювий метаморфические сланцы и иные породы находятся в условиях многолетнего промерзания. Проявляет себя и химическое выветривание: хлорит и серицит, поступающие в делювий из коренных хлорит-серицитовых сланцев, гидратированы. Характерна однородность образующегося мелкоземистого материала: делювиальные суглинки практически неслоисты. Механический их состав характеризуется преобладанием фракции 0,05—0,001 мм (до 65%). Они пылеваты, пористы, в высокой степени карбонатны.

Фрагменты пологосклонного рельефа и связанный с ними делювий распространены в высокогорном Тянь-Шане достаточно широко. В связи с инженерно-геологическими комплексными геологосъемочными работами, проводившимися в бассейне р. Зеравшан, делювиальные отложения закартированы в верховьях и среднем течении его притоков на абс. отметках от 2500 м и выше. В долине р. Шинг делювиальные шлейфы района оз. Нофин (абс. отметка 2700 м) опираются на террасы высотой около 30 и 50 м над урезом реки и простираются к привершинной части водораздела. Они слагают склон, опускающийся к долине под углом 27°, который по положению в рельефе датируется поздним плейстоценом. В откосах дороги, серпантинном поднимающейся к одному из рудников,

виден разрез склона на разных гипсометрических уровнях. Делювий представлен буровато-серыми супесями, преимущественно суглинками с примесью дресвы и мелкого щебня. Слоистость улавливается только благодаря прослоям, обогащенным частицами дресвяной размерности. Мощность делювия в нижней части склона 3—4 м, в верхней не более 1 м. Количество щебня в делювии вверх по склону несколько увеличивается.

Чем севернее расположен горный массив, чем ближе он к перигляциальной зоне, возникшей под действием горных и равнинных оледенений, тем ниже опускаются пологосклонный рельеф и соответствующие ему делювиальные шлейфы [14]. На Кавказе перигляциальный пологосклонный рельеф широко развит у подножья Эльбруса и особенно эффектно в области развития нижнеюрских метаморфических сланцев Восточного Кавказа: на Главном хребте, в верхней части бассейнов Самура, Сулака и Аргуни. Районы с пологосклонным рельефом имеются и на Малом Кавказе: Гегамское, Сюникское, Сомхето-Карабахское нагорья и вообще весь северо-восточный склон Малого Кавказа до достаточно низких отметок. В данном случае развитию пологосклонного рельефа и накоплению делювия способствовало значительное распространение в пределах низкогорья относительно мягких пород юрского возраста. Особенно широко пологосклонный рельеф представлен в Карпатах (рис. 5). Здесь он опускается вплоть до предгорий и сливается с равнинным рельефом аналогичного типа. В Закарпатье соответствующая зона простирается в Венгерское Среднегорье. Далее она протягивается в пределы Чешского массива, в предгорья Альп, отсюда в Центральную Францию и к Пиренеям. Делювиальные шлейфы и пологосклонный рельеф охватывают обширную территорию, совпадающую с перигляциальной зоной позднплейстоценовых оледенений. Мощность делювия 1—2 м. Это бурые неслоистые суглинки с щебнем в основании, лежащие прямо на коренных породах. Лишь там, где пологие склоны выходят в предгорья, мощность делювия резко увеличивается (притоки Вислы в районе Освенцима, районы Перемышля, Борислава в Предкарпатье, долина Альмы в зоне Второй гряды Крымских гор, р. Кубань у Черкесска, р. Баксан у пос. Кызбурун). Особенно мощный делювий развит в низкогорной зоне Малого Кавказа по рекам Агстев, Гянджа и Тертер.

Делювий может формироваться не только в перигляциальном, но и в семиаридном климате сухих степей [17, 39]. Главными условиями накопления делювия являются отсутствие сомкнутого растительного покрова и периодическое действие дождевых или талых снеговых вод, переносящих частицы грунта вниз по склону. Подобные условия могут создаваться и в настоящее время (Низовое Поволжье, Казахстан, Средняя Азия) [17]. В этом и заключается подразделение делювия на "холодный" — перигляциальный и "теплый" — степной, полупустынного типа. Особенностью делювиального процесса, идущего в степных семиаридных условиях, является преобладание рытвинного мелкоовражного смыва обломочного материала над плоскостным и, как следствие этого, более грубый, иногда суглинисто-щебнистый состав делювия у подножия размываемых склонов.

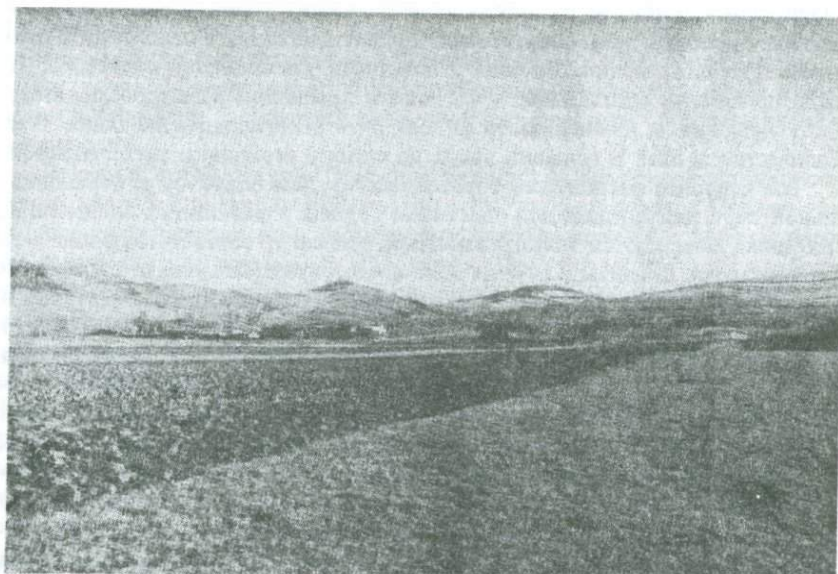


Рис. 5. Пологосклонный рельеф Западных Карпат (бассейн Дунайца)

Проблема подразделения делювия на "холодный" и "теплый" тесно связана с представлениями об особенностях формирования делювиальных отложений в перигляциальных условиях. По мнению Ю.А. Лаврушина [17], перигляциальный климат Западной и Центральной Европы был морским, влажным; слой сезонного протаивания мерзлоты был мощным, процессы накопления делювия протекали активно. Подобные условия он противопоставляет резко континентальному климату перигляциальных районов Сибири, где мощность деятельного слоя была небольшой, и склоновый смыв подавлялся солифлюкцией. Е.В. Шанцер [39] несколько иначе интерпретирует обстановку накопления делювия в пределах перигляциальной зоны европейских оледенений и, в отличие от современной субполярной, считает ее аридной. Если последнее верно, то вполне правомочное мнение, согласно которому нет принципиальных различий между процессами накопления делювия в перигляциальной зоне древних оледенений и в семиаридной зоне сухих степей. В этом случае противопоставление "теплого" и "холодного" делювия теряет смысл, ибо перигляциальный делювий становится если не "теплым", то во всяком случае таким же сухим, как и в сухих степях.

Для того чтобы реконструировать обстановку и особенности формирования делювия перигляциальных областей, обратимся к наблюдениям, сделанным в горах арктической тундры. Например, К.Л. Митт указывает, что в пределах Анабаро-Оленёкского междуречья струйчатый смыв снеговыми и дождевыми водами происходит на склонах, лишенных растительного покрова и покрытых структурным микрорельефом. Г.Ф. Гравис [4],

характеризуя склоновые процессы в пределах Лено-Оленёкского междуречья, указывает, что плоскостной смыв сопровождается солифлюкцией, причем не подавляет ее, а даже способствует ей. Анализируя текстуры суглинков, слагающих пологие склоны хр. Кулар (Северная Якутия), Г.Ф. Гравис приходит к выводу об их делювиальном генезисе, о формировании их в условиях более сурового климата, нежели современный, о возникновении мелкозема в результате морозного выветривания. Чем более суровым и сухим становится климат, тем интенсивнее в условиях арктической пустыни идут склоновый смыв и накопление делювия, тем меньшую роль в перемещении склоновых масс играет солифлюкция. Г.Ф. Грависом выделяются медленная и быстрая солифлюкция. Медленная, или собственно солифлюкция, в свою очередь подразделяется на аморфную и структурную. Под аморфной солифлюкцией понимается медленное течение пропитанных водой выветрелых пород вниз по склону. Структурная солифлюкция — аналогичный процесс, но на склонах, в пределах которых имеет место формирование полигональных структур. Выделяемая Г.Ф. Грависом быстрая солифлюкция — грунтовые потоки разных масштабов, — есть не что иное как оползни — потоки инженерно-геологических классификаций.

Анализ склоновых покровов, датированных плейстоценом, проведенный Г.Ф. Грависом в горной и равнинной тундрах Северной Якутии, показал, что фазы преобладания структурной и аморфной солифлюкции в условиях субарктической тундры трижды сменялись фазами активизации склонового смыва, когда климатические условия соответствовали арктической тундре или даже пустыне. Две фазы сурового климата сопоставляются с эпохой зырянского оледенения, третья — с кульминацией сартагского оледенения.

Таким образом выясняется, что в зоне многолетней мерзлоты, не исчезавшей, по крайней мере, в течение позднего плейстоцена, относительные потепления и увлажнения климата характеризовались усилением солифлюкции, относительные похолодания и увеличения сухости климата — усилением склонового смыва. Естественно, что в пределах перигляциальных зон плейстоценовых оледенений склоновые процессы реагировали на изменения климата сходным образом.

Чередование фаз усиления солифлюкции и склонового смыва зафиксировано польскими исследователями в Восточных Бескидах — в долине Сана и по притокам Верхней Вислы [44]. Часть разрезов подобного типа удалось посетить автору настоящей работы. Особенно показателен разрез склонового шлейфа, опускающегося на четвертую террасу левого берега р. Сан у с. Забродье. В разрезе выделяется 5 слоев. Солифлюкция дает больше щебнистого материала (наряду с суглинистым), склоновый смыв — больше суглинистого. Дефлюкционных фаз две, с преобладанием смыва — три. Вероятно, по мере формирования соответствующих интервалов разреза склоновых отложений условия, благоприятные для накопления дефлюксия (высокая увлажненность грунта), постепенно изменялись, и мелкозем сезонноталого слоя, не насыщенный влагой, перемещался под воздействием плоскостного смыва.

Склоновые отложения перигляциальных областей следует обозначить как солифлюкционно-делювиальные [14], но моделировка пологосклонного рельефа происходила, по-видимому, главным образом под действием плоскостного, мелкорытвинного смыва при малой мощности сезонноталого слоя (до 10 см). Близкое, приповерхностное положение мерзлого грунта препятствовало возникновению глубоких рытвин на склонах, и смыв вынужденно оставался плоскостным. Этим объясняются выположенность склонов и их весьма протяженные денудационные участки сравнительно с аккумулятивными шлейфами подножия.

В горах Средней Азии в настоящее время устанавливается наложенный характер дефлюкционных процессов по отношению к делювию. На делювиальных склонах северной ориентировки в хребтах Кокшаал-Тау, Акший-рак, Сарыджаз видны различного вида потоки, уступы, валы, фестоны и другие мелкие формы рельефа, созданные солифлюкцией. Очень характерны "ползущие валуны", опережающие в своем движении грунтовую массу.

Иное соотношение делювия и солифлюксия было в ледниковые эпохи. В связи с понижением нижней границы перигляциальных влияний на более низкие отметки перемещалась зона активного морозного выветривания и зона формирования делювия. Как сочетались в этой зоне делювиальные и солифлюкционные процессы, — в деталях определить трудно, но, вероятно, многое зависело от характера коренных пород, от экспозиции склонов. Как только сезонноталый слой становился достаточно мощным, вступала в свои права солифлюкция. Она господствовала в более низком ярусе рельефа, где замерзание — оттаивание многократно повторялось в течение года. Вышележащая зона криогенного выветривания и формирования делювия поставляла обильный мелкозем, поступление которого было обязательным условием активного проявления солифлюкции в низком ярусе рельефа. Мелкозема поступало настолько много, что даже крутые (25–30°) склоны становились ареной дефлюкционных процессов.

Примером дефлюкционных образований времени средне-позднеплейстоценовых оледенений являются склоновые шлейфы троговой части долины р. Зеравшан в пределах Пальдоракской впадины. А.А. Чистяков в 1959 г. назвал их "солифлюкционными осыпями". Здесь к очень высоким и крутым склонам трога на разных гипсометрических уровнях прислонены остатки боковых морен и опирающиеся на них дефлюкционные шлейфы (рис. 6, 7). В тех случаях, когда боковые морены не сохранились, именно дефлюксий фиксирует былое положение поверхности долинных ледников. По многочисленным разрезам у кишл. Ярм и Пакшиф можно было видеть, что дефлюкционные отложения сложены щебнисто-дресвяно-сутлинистой массой и включенными в нее глыбами различной размерности. Имеются признаки текстур течения, ориентированные в соответствии с уклоном склона. Ориентировка глыб довольно беспорядочная, однако тяжелая сторона обломков часто располагается ниже более легкой. Текстуры облекания улавливаются близ выступов скальных пород, над крупными глыбами. Все указывает на вязкую консистенцию грядекаменной массы, перемещавшейся в пределах склона.

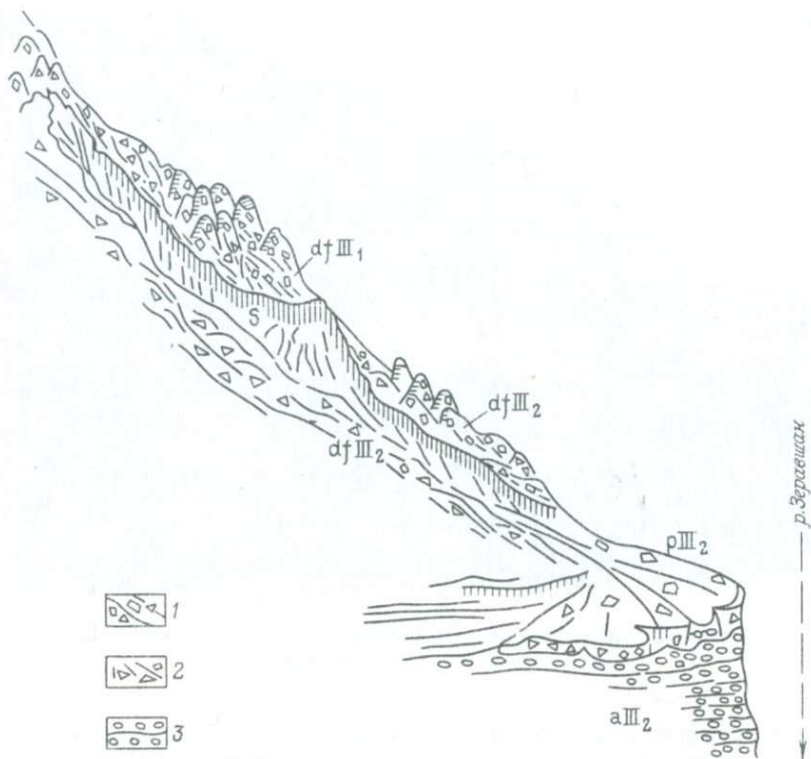


Рис. 6. Разновозрастные дефлюкционные шлейфы на крутых склонах Зерашанского трога

1 — суглинки с обломками щебнисто-глыбовой размерности; 2 — суглинисто-щебнистый конус выноса; 3 — галечники. Верхний плейстоцен: $dfIII_1$ — дефлюкционные отложения, ранняя генерация; $dfIII_2$ — то же, поздняя генерация; $pIII_2$ — пролювиальные отложения; $aIII_2$ — аллювиальные отложения; S — силурийские метаморфические сланцы

Шлейфы близ поверхности боковых морен нередко достигали мощности 30—40 м. Вверх по склонам их мощность сокращалась довольно медленно до первых метров. Самый характерный признак отложений этого типа — обилие мелкозема, создававшего в условиях многолетней мерзлоты возможность вязкого течения на относительно крутых склонах. Мелкозем формировался на месте за счет морозного выветривания скальных сланцевых выходов, но главным образом поступал сверху: с водоразделов, где плоскостной смыв доминировал над солифлюкцией. Дефлюкционные шлейфы подобного типа — специфическое образование перигляциальных зон горных оледенений. Окраска преимущественно серая, белесовато-серая, реже буровато-серая, характерная для увлажненных грунтов перигляциальных зон горных оледенений, включая делювий [35].

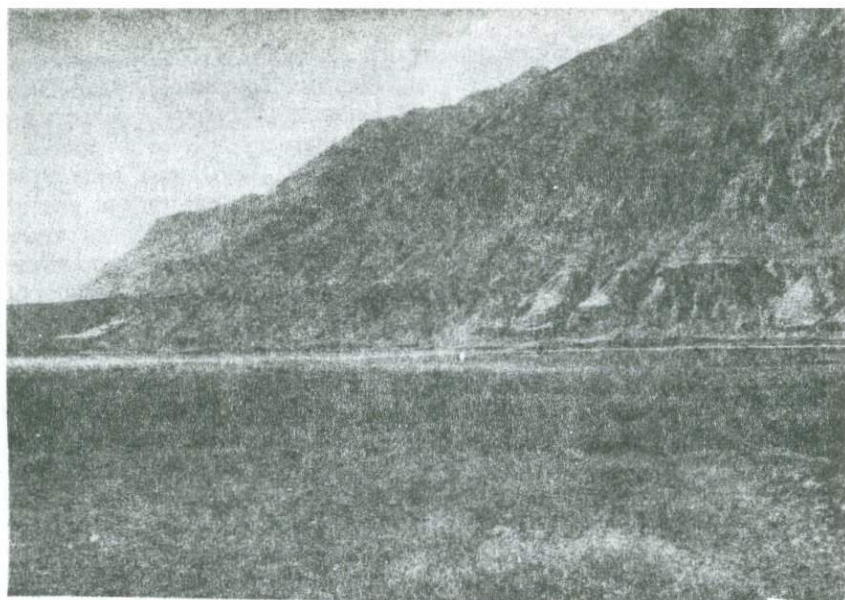


Рис. 7. Разновозрастные дефлекционные шлейфы на крутых склонах Зеравшанского трюга. Фото Б.Е. Акинина

Грязекаменная вязкая масса, скапливаясь в пределах отдельных промоин и небольших лощин, образовывала так называемые земляные глетчеры. В верховьях Зеравшана глетчеры подобного типа заполняли большую часть боковых долин и выходили непосредственно к Пальдоракской котловине. Формировались они и на периферии перигляциальной зоны. Так, например, близ г. Айни к долине Зеравшана из балки Засун-Таке выходит крупный земляной глетчер, подрезанный зеравшанскими террасами. Высота концевого уступа глетчера над нижележащей террасой достигает 50 м. Балка Засун-Таке расположена среди мел-палеогеновых песчано-глинистых отложений. Пестрая по окраске масса глетчера целиком состоит из песка, глины и щебня (без глыб крепких пород большого размера). Верховья балки изолированы от осевой зоны Туркестанского хребта. Совершенно ясно, что формирование земляного глетчера таких объемов на склоне южной экспозиции могло происходить лишь в условиях его значительной обводненности. Масса подобного состава могла перемещаться лишь в переувлажненном состоянии, в перигляциальной климатической обстановке. Протяженность глетчера несколько километров.

В пределах Большого Кавказа земляные глетчеры подобного типа были изучены в низкогорной части бассейна Казикумухского Койсу близ с. Цудахар. Выделяется три генерации (рис. 8). Древние имели покровный характер, более молодая — линейный. Образование глетчеров связано с разрушением гребня хр. Хитлибек (высота 1400—1500 м),

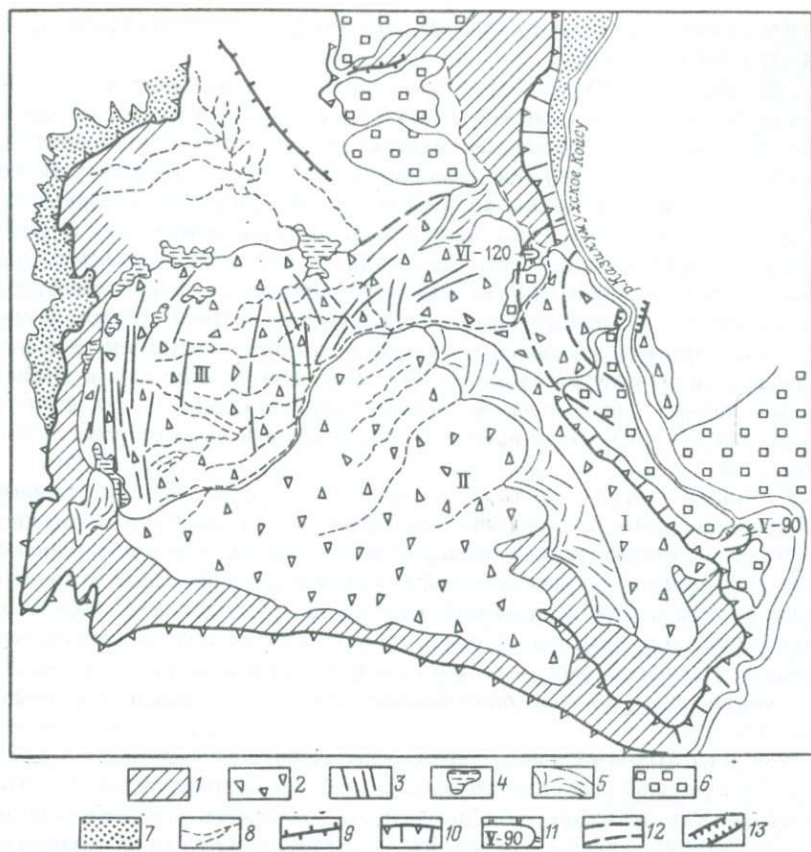


Рис. 8. Земляные глетчеры на Казикумухском Койсу у с. Цудахар

I—III — генерации: 1 — верхнемеловые породы; 2 — глыбово-землистая масса; 3 — трещины на поверхности глетчера; 4 — озерные отложения; 5 — конусы выноса; 6 — обвалы отложения; 7 — осыпные отложения; 8 — временные водотоки; 9 — местные водоразделы; 10 — крутые откосы; 11 — речные террасы и их относительные высоты; 12 — погребенное русло Казикумухского Койсу; 13 — каньон

который соответствует западному крылу Дарадинской синклинали. Сложена она мелоподобными известняками верхнего мела. Территория, занятая земляными глетчерами, весьма обширна. Для нее характерен мелкохолмистый рельеф. В разрезе крупные глыбы залегают среди мелкообломочного материала. Плотные известняки в условиях морозного перигляциального выветривания одновременно с крупноглыбовым материалом давали огромное количество карбонатного мелкозема. Глыбы подвергались разрушению и в процессе перемещения земляно-каменного потока. В результате левобережья Казикумухского Койсу достигла кашеобразная белесая масса, лишь изредка включающая глыбы относительно небольших размеров. Потoki распространились на огромную площадь,

причем не только по уклону рельефа, но и вширь, облекая довольно крупные неровности рельефа.

Земляные глетчеры, таким образом, должны рассматриваться как разновидность дефлюксия. Вязкое течение грязекаменной массы, несомненно, сопровождалось оползневыми явлениями. Могли возникать и оползні-потоки, но все это подчинялось основному процессу — медленному вязкому перемещению значительных объемов породы. В крепких скальных породах земляные глетчеры замещались курумами линейного типа. Присутствие мелкозема в придонном слое курума в этом случае неизбежно приводило к образованию переувлажненного субстрата, способствовавшего медленному оползанию крупных глыб по уклону рельефа. Формирование линейных курумов, земляных глетчеров нельзя представить вне зоны развития постоянной мерзлоты с довольно глубоким сезонным протаиванием. Медленное таяние льда, насыщавшего грязекаменные накопления, переувлажняло породы во время летних сезонов и способствовало течению грунта.

В горных странах со значительными перепадами рельефа, помимо небольших по размерам каменных потоков — линейных курумов, нередко возникали каменные потоки значительных размеров, называемые каменными глетчерами. Их движение в значительной мере объясняется присутствием в межглыбовых пространствах ледяной составляющей, способной к пластическому течению. В этой связи подобные потоки приходится относить к ледниковому ряду, хотя следует подчеркнуть их разновидность, обогащенные песчано-глинистым материалом, переходные к земляным глетчерам.

Основные выводы данного раздела заключаются в следующем.

1. "Холодный" делювий образуется в более суровых и более сухих климатических условиях, чем дефлюксий; формирование дефлюкционных отложений во времени нередко предшествует или следует за накоплением делювия. В горах делювий располагается выше дефлюксия. Сказанное не исключает совместного действия процессов плоскостного смыва и дефлюкционного перемещения материала, моделирующих склоны, но один из них обычно доминирующий, что сразу же отражается на особенностях строения отложений.

2. В пределах Северной Евразии преимущественное распространение имеет "холодный" делювий. "Теплый" делювий, формирующийся в условиях сухих степей семиаридных зон, — явление спорадическое, характерное только для тех склонов, которые развиваются в относительно рыхлых грунтах. Этим определяется стратиграфическое значение делювия как генетического типа.

3. Дефлюксий может быть относительно "теплым" даже в условиях многолетней мерзлоты. В горах Восточной Сибири в разрезах склоновых отложений он фиксирует межстадиальные и даже межледниковые временные интервалы [4]. Истинно "теплым" дефлюксием следует считать его тропический вариант.

4. Свообразными вариантами дефлюксия являются линейные курумы и земляные глетчеры.

Осыпные накопления. Ход осыпного процесса и формирование осыпных накоплений подробно рассмотрены Е.В. Шанцером [39]. Осыпи определяются при этом как более или менее значительные скопления щебня в нижней и средней частях склона, смещающиеся вниз как сыпучее тело. Осыпание — это непрерывно протекающий медленный процесс, приводящий со временем к крупным морфо- и литогенетическим последствиям.

Состояние сыпучего тела предполагает угол естественного откоса, который для глыбово-щебнистой осыпи равен $45-60^\circ$. Наиболее близка к состоянию сыпучего тела сухая осыпь, равновесие которой нарушают лишь температурные колебания и гравитация. Подобные осыпи формируются на крутых и сухих склонах. Наблюдения в Юго-Западном Тянь-Шане показали, что осыпной процесс особенно энергично идет во время весеннего снеготаяния и затяжных дождей, когда осыпь смочена и силы сцепления и зацепления между ее составляющими ослаблены. Это характерно для осыпей, состоящих из любого материала. Сланцевые осыпи при снеготаянии превращаются в шуршащие — осыпной процесс в этом случае воспринимается на слух.

Присутствие воды в осыпи предполагает подповерхностный сток, перемещение частиц гравийно-песчаной, пылеватой, глинистой размерности и заполнение ими пространств между щебнем в теле осыпи. Однако изучение осыпей Юго-Западного Тянь-Шаня в бассейне р. Зеравшан показало, что в осыпях заведомо "теплых", голоценовых, опускающихся к современному руслу, к пойме и первым террасам, мелкозем накапливается в малых количествах — осыпи в этом случае состоят главным образом из свежих угловатых обломков.

Иное дело древние осыпи. На периферии перигляциальных зон, связанных с позднеплейстоценовыми ледниками, можно проследить по простиранью склонов, вниз по долинам, как солифлюкционные шлейфы постепенно замещаются осыпными. Осыпные шлейфы этих генераций насыщены супесчано-суглинистым мелкоземом, что не удивительно, так как выше, в зоне интенсивного криогенного выветривания шло образование пылеватых частиц и их перемещение в сторону обрывистых склонов путем плоскостного смыва. Мелкозем поступал в пределы крутых откосов и смешивался с щебнистыми массами.

Изучение осыпей в разрезах (рис. 9) указывает, что процесс осыпания имел закономерное течение, отличавшееся грубой ритмичностью. На высоких крутых склонах долины р. Зеравшан (уклоны $30-40^\circ$) в Шивадки-Шамтичском и Дардар-Вишкентском сужениях осыпи отчетливо слоисты. Слои отличаются друг от друга по крупности обломков, по количеству содержащегося в них мелкозема. Можно наблюдать чисто щебнистые слои, почти лишенные мелкоземистого материала, или слои, где суглинки явно преобладают. Есть слои, состоящие из угловатых глыб размером $0,1-0,2$ м, лежащих в дресвяно-суглинистой коричнево-бурой породе. Иногда суглинистые слои содержат щебень в виде отдельных вкраплений, но в ориентированном положении. Мощность слоев от $0,5$ до $7,5$ м, причем нельзя сказать, что щебнистые горизонты имеют большую мощность, чем щебнисто-суглинистые.

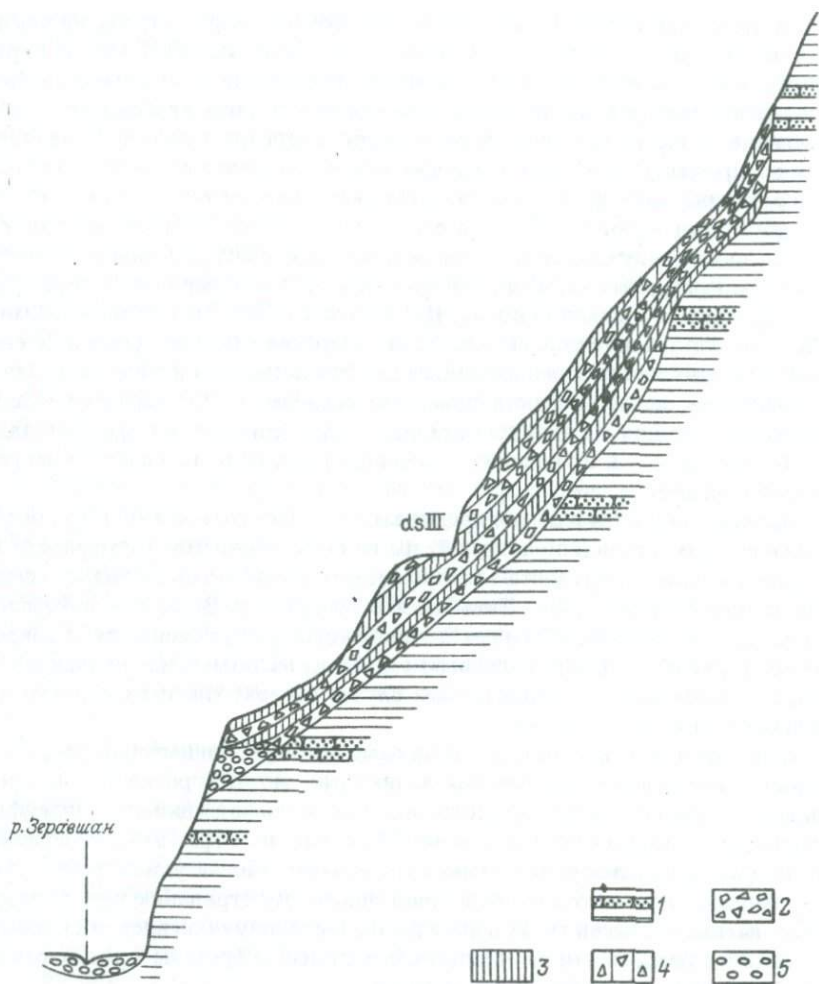


Рис. 9. Слоистая осыпь на склоне долины р. Зервшан в Шивадки-Шамтичском сужении

1 – силурийские метаморфические сланцы и песчаники; 2 – щебень; 3 – суглинки; 4 – суглинисто-щебнистые отложения; 5 – галечники. dsIII – верхний плейстоцен, осыпные отложения

При столь больших углах наклона слоев трудно представить себе дифференциацию обломочного материала по крупности за счет осыпного процесса. Рассматриваемые осыпные склоны весьма протяженны, и слои в их пределах сохраняют особенности своего строения на значительных пространствах. Примечательны различия щебнистых слоев по крупности

обломков. Вряд ли в этом случае можно говорить о сортировке обломков талыми водами, поступавшими на склон. Вероятнее, что размер обломков был обусловлен процессом подготовки обломочного материала за счет различия в интенсивности выветривания, в данном случае, криогенного. Очевидно, в условиях столь крутых и высоких склонов обилие мелкозема в тех или иных слоях, составляющих осыпь, также зависело от интенсивности процессов, генерировавших частицы гравийной, песчаной и пылеватой размерности на высоких отметках, в верхних частях склонов, в перигляциальной зоне позднеплейстоценовых оледенений. Один из способов формирования суглинисто-щебнистых прослоев — вымывание мелкозема в щебнистую массу талыми водами за счет подповерхностного стока, второй — поступление его вместе со щебнем. В этом случае процесс близок к солифлюкционному. Таким он был во время накопления суглинка, содержащих глыбковые включения, хотя в отличие от типичного горного солифлюксия, имеющего сизую окраску, эти отложения бурозеленны. Возможно формирование мелкозема и за счет морозного выветривания непосредственно в пределах осыпи, но оно, вероятно, не было главным.

Так или иначе, слоистые осыпи следует воспринимать как перигляциальные — "холодные", в отличие от межледниковых — "теплых", более однородных по своему внутреннему строению. Подобная временная приуроченность слоистых осей подтверждается их соотношением с аллювием террас долины р. Зеравшан. Слоистые осыпи опираются на террасы, связанные с главными фазами последних оледенений. Изучение соотношений осыпных шлейфов с аллювием террас показывает, что они соответствуют лишь верхним 10—15 м аллювиальных свит. Наблюдается проникновение щебнистых масс в галечники в прибортовой их части. Выделение "холодных" и "теплых" генераций осыпных отложений в принципе может быть положено в основу не только генетического, но и возрастного расчленения мощных осыпных шлейфов.

В пределах Восточного Кавказа климатические разновидности осей изучались на склонах долины р. Сулак в Хадумском и Бергушском сужениях, а также по Аварскому и Андийскому Койсу внутри контура Известнякового Дагестана. Здесь у северного предела перигляциальных влияний, связанных с горным оледенением, осыпи "холодного" типа развиты на эрозионно-денудационных структурных уступах по верхнемеловым известнякам в интервале относительных высот, соответствующих в продольном профиле Сулака среднеплейстоценовым террасам. Осыпные шлейфы отличаются большой мощностью — до 50 м. В Хадумском ущелье они слагают холмы Ца-Бакулеб-Гох у развалин пос. Их и против пос. Зубуль. Генерации разновысотные, явно разновозрастные, но состав осей в обоих случаях однотипен. Это обломки известняков угловатой формы размером не более 3—4 см в поперечнике, слабо сцементированные желто-бурыми супесями. Удивляет однородность материала, несмотря на значительные мощности накоплений, а также явные признаки слоистости и водной сортировки обломков в этой засушливой в настоящее время области. Сцементированы обломки супесью, но дифференциации слоев по

содержанию мелкоземистой составляющей, по крайней мере отчетливой, здесь нет, — склоны относительно низкие, перигляциальная обстановка в климатическом отношении была более однообразной по сравнению с грандиозными по высоте склонами Тянь-Шаня.

Слоистый осыпной шлейф, датируемый поздним плейстоценом, изучен на левом берегу Аварского Койсу в районе пос. Унцукуль. В нем есть слои преимущественно щебнистые, с отдельными глыбками и минимальной примесью карбонатного мелкозема и преимущественно суглинистые, с тонким чередованием прослоев серого и светло-бурого цвета. Щебень в этих суглинках оглажен. Размер 0,1—0,2 м, иногда до 0,4 м. Каждый из слоев имеет мощность 3—4 м, наклон слоистости у основания шлейфа 10—15°.

Слоистые осыпи рассмотренного типа характерны для горных сооружений с ярко выраженным ярусным рельефом — Тянь-Шань и многие районы Большого Кавказа. В этом случае всегда есть зона с относительно пологосклонным рельефом, где формируется нивальный, криогенный мелкозем, поставляемый затем процессами делювиального смыва в пределы глубоких крутосклонных речных врезов. Однако можно представить себе крутые склоны в пределах резко расчлененных горных массивов, которые возвышаются над нивальной зоной и находятся в чисто морозных условиях выветривания. Склоны таких массивов или отдельных вершин подвергаются в этом случае термофракционному выветриванию. Имеется в виду его низкотемпературный, морозный вариант. Криогенное выветривание, идущее при участии замерзающей воды, играет здесь резко подчиненную роль, так как склоны даже в летнее время остаются преимущественно сухими. На них формируются сухие осыпи морозного выветривания. Для Тянь-Шаня и Большого Кавказа подобные осыпи характеризуются в работах Н.П. Костенко и Е.М. Щербаковой. Они сложены мелкоглыбковым, крупнощебнистым материалом и так же, как современные осыпи, сопровождающие речные врезы более низких ярусов рельефа, не содержат мелкоземистой составляющей.

В том случае когда перигляциальный, мерзлотный климатический пояс гор опускался в более низкие ярусы рельефа и сливался с перигляциальной зоной равнинных оледенений, как это было, например, в Карпатах, осыпи подобного типа в определенные моменты времени могли формироваться и в пределах низкорасположенных скальных склонов. Объем поступающего щебнистого материала был невелик. Анализ строения склонового шлейфа в долине р. Сан у с. Забродье указывает на обилие щебня в связи с солифлюкционными прослоями, формирование которых по сравнению с деловием происходило в более влажных условиях [44]. Шлейф начинается слоистой осыпью, залегающая в основании крутого откоса, сложенного флишевыми песчаниками. По мере выполаживания склона она замещается солифлюкционно-делювиальными отложениями. Прослой солифлюкционного генезиса, в которых мелкоземистый материал обогащен обломками щебнистой размерности, замещаются осыпными щебениками раньше (т.е. ниже по склону), нежели прослой делювиального происхождения. Последние прослеживаются выше солифлюкционных и как бы выклиниваются в теле осыпи.

Характеристика слоистых осыпей дана и в зарубежной литературе. Так, например, С. Харрис [46] проанализировал строение и происхождение слоистой осыпи в области Потер-Пасс на Южном о-ве Новой Зеландии. Эта осыпь располагается на левом склоне реки, идущей от ледника Байфилд к оз. Пиндон, имеет мощность около 30 м, уклон до 30° и состоит из чередующихся слоев щебня (0,1–0,3 м) и щебнистых суглинков (0,2 м). Подобные отложения на склонах Южных Новозеландских Альп имеют широкое распространение. Образование щебня шло за счет разрушения граувакк и аргиллитов триасового возраста под действием криогенного выветривания. Время образования осыпи – последняя стадия последнего оледенения (стадия Ахерон). Радиоуглеродная дата, полученная по органике из синхронной осыпи озерно-ледниковых глин, 11650 ± 200 лет. Интервал времени для стадии Ахерон – примерно 15–11 тыс. лет.

Осыпь весьма своеобразна: размер щебня, по данным гранулометрии, даже в грубообломочных прослоях измеряется первыми сантиметрами, что характерно для триасовых граувакк и аргиллитов. По мнению С. Харриса, мелкозем в осыпи имеет золотую природу. Главным доводом, указывающим на отсутствие воды как фактора вторичного перераспределения материала, он считает отсутствие мелкозема в щебнистых слоях, подстилающих преимущественно суглинистые. Однако при малых размерах щебня вполне допустимо мерзлое состояние пород на склоне и формирование суглинков, наслаивающихся на мерзлый субстрат по делювиальному типу.

Аналогичные склоновые образования и их переходы к осыпным шлейфам и даже к глыбовым россыпям (курумникам) изучены в пределах Германского Среднегорья [31]. В осыпных шлейфах преобладают обломки размером от 2 до 40 см при содержании мелкозема менее 25 %. Иногда щебень перекрыт тонкозернистым материалом, накопившимся за счет разрушения пород вышележащей части склона. Это типичный делювий желтовато-бурой окраски. Некоторые исследователи пытаются стратифицировать слоистые осыпи, относя верхний слой к поздневислинскому, средний к средневислинскому и нижний к ранневислинскому времени. Однако Г. Рихтер, Р. Руске и Р. Шванеке [31] справедливо замечают, что при отсутствии в осыпи следов погребенных почв это суждение остается недоказанным, и возможен более краткий, например поздневислинский, отрезок времени для ее формирования. Приведенные примеры указывают, что на относительно пологих склонах осыпные шлейфы могут иметь делювиальную составляющую.

Обвальные и оползневые накопления. Формирование обвальных и оползневых накоплений по сравнению с иными генетическими типами континентальных осадочных образований, на первый взгляд, в наименьшей степени зависит от климата. Для современных оползней и обвалов горных районов решающими факторами, ведущими к их возникновению, являются литология пород и особенности строения склонов, расположение в их пределах разрывных нарушений, наличие или отсутствие обводненных зон и т. д. Наблюдения в Юго-Западном Тянь-Шане показали, что для возникновения значительных по объему смещений большое значение имеют высота и крутизна склонов. В этой связи Юго-Запад-

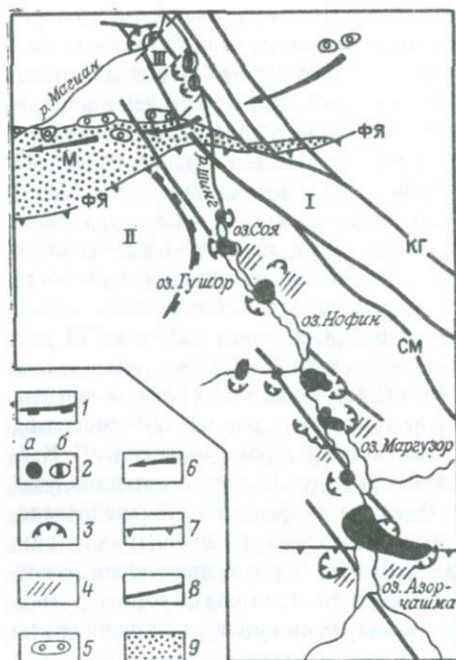


Рис. 10. Схема Кугитуринских разломов и обвальные плотины на р. Шинг. По В.С. Федоренко (с изменениями)

I — Кугитуринский горст;
 II — Даурическое поднятие;
 III — Тарорский горст; М — Магианская впадина. Разломы: КГ — Кугитуринский; СМ — Сарыма-Магианский. Надвиги: ФЯ — Фараб-Ягнобский. 1 — восточный контур Даурического поднятия; 2 — обвальные (а) и оползневые (б) массивы; 3 — ниши отрыва; 4 — трещиноватые породы, подготовленные к обрушению; 5 — остатки аллювия пра-Кашкадарьи; 6 — направление ее течения; 7 — надвиги; 8 — разломы; 9 — мезо-кайнозойские отложения

ный Тянь-Шань, поднимающийся особенно энергично, весьма показателен.

Высота склонов в современных условиях является функцией общего воздымания территории, движений в пределах частных структур разного ранга и врезания гидросети. Врезание рек не сдерживается аккумуляцией в их долинах, и в этом отношении голоцен может рассматриваться как время активизации склоновых процессов обвального и оползневого характера. Большое количество крупных смещений голоценового возраста в долинах Зеравшана, Фан, Анзоб, Кшут, Шинг свидетельствует об этом с полной определенностью. Примеры подобных смещений можно привести и для других долин Средней Азии. Обвалы возникают на склонах, сложенных относительно плотными и однородными скальными породами (главным образом известняками), оползни — во всех остальных случаях. Смещенные массы образуют в долинах плотины, пропиленные реками совсем недавно или сохранившиеся донине (рис. 10). В бассейне р. Зеравшан имеются и более древние (доголоценовые) обвальные и оползневые накопления значительных объемов. В большинстве случаев они заполняют переуглубленные (относительно поверхности соответствующих террас) речные врезы. Иногда, особенно на малых реках (например, р. Магиан), обвальные массы сохраняются в рельефе, будучи пропилены руслом, в других местах (р. Зеравшан) они фиксируются в виде перемытого материала местного происхождения в аллювии переуглублений. Озерные отложения, сохранившиеся в тыловой части оползневых и обвальных плотин, относятся к межледниковым, иногда межстадиальным промежуткам времени,

что доказывается данными спорово-пыльцевого анализа. Современные, голоценовые обвалы и оползни, могут служить эталоном при реконструкциях подобного типа образований в древние межледниковые и межстадиальные отрезки времени. Оползни и обвалы, зафиксированные для горных районов в инженерно-геологических классификациях, в основном относятся к голоцену, к середине позднего плейстоцена и в большинстве случаев являются "теплыми".

Естественно, что обвалы и оползни в пределах экстратриациальных зон гор и предгорий формировались и в ледниковые эпохи. Наблюдения в высокогорье Гиссарского хребта (абс. отметки 3,5—4 тыс. м) среди сланцево-карбонатных пород, где и сейчас идут солифлюкционные процессы (отроги хр. Хазрет-Султан у пос. Валангидароз), показали, что солифлюкционное смещение материала сопровождается формированием небольших оползней-оплывим. Однако, если вдуматься, интенсивная дезинтеграция пород, слагающих склоны, в перигляциальных условиях являлась процессом в значительной степени антагонистичным смещению крупных оползневых масс. Склоновый смыв и солифлюкция удаляли поверхностный дезинтегрированный слой достаточно быстро, а более глубокие горизонты зоны выветривания большую часть времени находились в мерзлом состоянии, что не способствовало оползанию. Широкое развитие в полускальных породах приобретали оползни-потоки. Интенсивное криогенное выветривание, поставлявшее обильный мелкоземистый материал, приводило к возникновению оползней в скальных массивах, в частности в известняках, для которых в обычных условиях характерен деруший. Яркий пример — образование глыбовых завалов и, как следствие этого, — подпрудных озер в речных долинах северного склона Большого Кавказа на пересечении их со Скалистым хребтом, гребень которого венчают известняки верхней юры. Для ущелий Баксана, Чегема, Черекон, Уруха, Ардона и Гизельдона Е.Е. Милановский [26] указывает смещения огромных известняковых массивов и глыб, образовавших плотины высотой до 300 м. Накопления обозначены им как обвально-оползневые или гравитационные, формировавшиеся в приледниковой, перигляциальной обстановке.

Изучение накоплений подобного типа под эскарпом Скалистого хребта, нависающим справа над долиной Кубани, а также в разрезе сохранившейся в первозданном состоянии, не прорезанной рекой плотины р. Гизельдон, показало, что в первом случае это крупные массивы известняков, смещавшиеся по увлажненной, подверженной солифлюкционной переработке поверхности средне- и нижнеюрских глинистых сланцев, во втором — крупный глыбняк, залегающий среди карбонатного мучнисто-щебнистого материала (частью обвального, частью, видимо, солифлюкционного). В обоих случаях исходным процессом для формирования обвальных и оползневых накоплений была усиленная дезинтеграция известняков в пределах уступа Скалистого хребта и в зоне, непосредственно к нему приближенной. Условия нивального, криогенного выветривания активизировали формирование трещин бортового отпора, образование крупных блоков отседания и последующее их перемещение.

Активизация процессов смещения блоков массивных пород (известняков и песчаников) по глинистым породам, которые в обычных услови-

ях, без значительного поверхностного их увлажнения, не способствуют оползанию, устанавливается для перигляциальных обстановок и в других горных странах. В Карпатах это — смещение эоценовых известняков по менелитовым глинам на склонах Полонин (Полонинский горст), в Крыму — оползание альбских сливных песчаников по поверхности барремско-аптских глин, а также смещение известняков верхней юры по нижне-среднеюрским глинистым сланцам на склонах крымской Яйлы. Можно указать такие примеры и для Тянь-Шаня. На склонах горстового поднятия Кугитуро — водораздела рек Кшута и Шинга, — сложенного девон-каменноугольными известняками, на разных гипсометрических уровнях наблюдаются глыбовые развалы, изобилие щебнисто-мучнистого материала, причем расположение крупных глыб по отношению к склону таково, что после изначального их обрушения следует предполагать дальнейшее смещение по оползневому типу. Оползание осуществлялось благодаря обилию мелкоземистого материала в перигляциальной зоне в весенне-летнее время.

Таким образом, наблюдения показывают, что в перигляциальных (“холодных”) условиях в какой-то степени затормаживается процесс оползания крупных массивов и блоков в песчано-глинистых скальных и полускальных породах (больше оплывин, потоков, сопутствующих солифлюкции). Но зато он становится обычным на склонах, сложенных известняками, в современных условиях не подверженных оползанию. Таков фон, который не исключает крупных сейсмогенных смещений.

Естественно, что противопоставление оползней “теплого” и “холодного” вида можно проводить для гор с резко расчлененным рельефом, находившихся во время оледенений в перигляциальных условиях. В зоне засушливых низкогорий, где перигляциальные влияния приводили к увлажнению климата, в относительно холодные эпохи имела место активизация оползневых процессов, в современной и межледниковых обстановках явно заторможенных.

ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Кроме морен, флювиогляциальных и лимногляциальных отложений, в этом ряду рассматриваются каменные глетчеры. Принадлежность последних к ледниковому ряду далеко не всегда кажется безусловной. Иногда очевидна их близость к склоновым отложениям. В связи с этим и общей дискуссионностью проблемы они рассматриваются в начале данного раздела.

Каменные глетчеры — весьма специфические образования перегляциальных зон горных областей, ранее обстоятельно не обсуждавшиеся в нашей литературе, не нашедшие отражения в классификациях генетических типов континентальных осадочных образований. В последние годы интерес к ним явно усилился. Каменные глетчеры — один из первоочередных объектов геокриологических исследований.

Автору наиболее хорошо известны каменные глетчеры Юго-Западного Тянь-Шаня и Кавказа. Каменные глетчеры Юго-Западного Тянь-Шаня пред-

ставляют собой весьма протяженные, остановившиеся в своем движении суглинисто-щебнистые потоки, насыщенные беспорядочно расположенными в них угловатыми глыбами различных размеров и вытянутые по ранее подготовленным эрозионным ложбинам. Мелкохолмистая поверхность потоков отражает характер движения земляно-каменной массы. Ширина потоков 0,3—0,4 км, длина 3—5 км. Мощность 50 м и более. В разрезах можно видеть щебень в супесчано-суглинистом заполнителе или неслоистые, насыщенные щебнем суглинки и супеси, весьма неоднородные по составу. Иногда в них улавливаются следы течения. Мощность отдельных пачек, подвергавшихся смещению, 7 м и более. Глетчеры выглядят поразному. Это зависит от их геологического и гилсометрического положения. Большое значение имеет также их расположение относительно стран света.

Наиболее интересными районами широкого распространения каменных глетчеров в Юго-Западном Тянь-Шане являются Чимтаргинское высокогорье и северный склон Гиссарского хребта, которые несут на себе следы плейстоценового, а также современного оледенения. Их пересекают многочисленные притоки рек Ягноб, Искандердаря, Пасруддаря. Глетчеры подобного типа есть на Зеравшанском и Туркестанском хребтах. Разветвленная сеть второстепенных ложбин в этих районах заполнена земляно-каменными потоками глетчерного типа, сложенными палеозойскими сланцами, мезозойскими песчано-глинистыми отложениями и др. Начинаются они чаще всего в ледниковых или эрозионных цирках.

Огромный цирк эрозионного типа, расположенный на западном склоне г. Симич, выработан в крутозалегающих силурийских известняках и сланцах. У подножья откосов имеются голоценовые и более древние осыпные и обвальные накопления. Из цирка к долине р. Фан тянется каменно-щебнистый глетчер с довольно неровным рельефом поверхности и обилием возвышающихся над ней глыб известняков разного размера. Глетчер выходит к р. Фан против устья р. Пасруддаря, где сопрягается с галечным аллювием 120-метровой террасы (рис. 11). В разрезе виден цоколь, сложенный юрскими углистыми сланцами (около 42 м), на котором лежит рыхлая толща. Это плотные желто-бурые сильно карбонатные пылеватые суглинки, насыщенные мелкими и крупными угловатыми обломками палеозойских сланцев и юрских песчаников. Насыщенность породы обломками неравномерная. Имеют место быстро выклинивающиеся глыбовые скопления, подчеркивающие грубую невыдержанную слоистость. Иногда суглинок преобладает. В породе включены крупные глыбы юрских гравелитов длиной от 1,5 до 3,5 м.

На этой 37-метровой толще с размывом лежит базальный валунно-глыбовый слой — основание аллювия террасы. Он начинает разрез валунно-галечной толщи (чередование слоев с различной крупностью, разной степенью окатанности и сортированности обломочного материала) мощностью 33—34 м. В нижней и верхней частях разреза отмечается примесь материала, поступающего со стороны симичского земляно-каменного глетчера: глыбы юрских песчаников, прослой дресвы силурийских сланцев, зеленоватый оттенок песчаных линз, расслаивающих галечный материал.

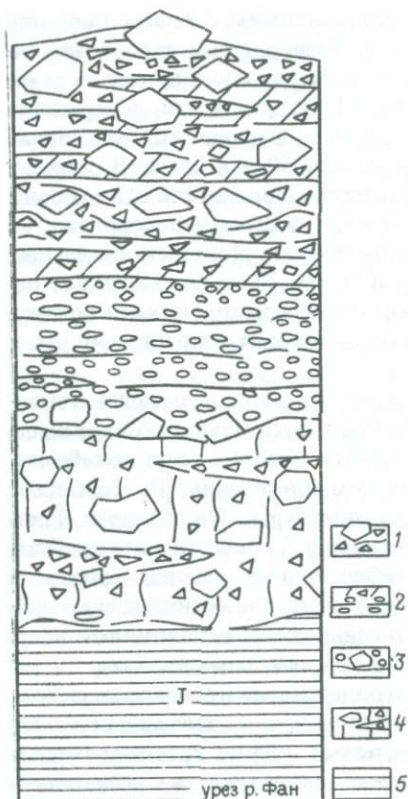


Рис. 11. Сопряжение земляно- и каменно-глетчерных отложений с аллювием 120-метровой террасы р. Фан

1 — щебнисто-глыбовые отложения; 2 — суглинисто-щебнистые отложения в кровле аллювия; 3 — валуно-галечный аллювий с глыбовым горизонтом в основании; 4 — глыбово-суглинистые отложения; 5 — юрские углистые сланцы и песчаники

бонатном мелкоземистом заполнителе (20 м), далее вверх — глыбняк основания глетчера в белесой щебнисто-суглинистой массе. Еще выше лежит мощная толща супесчано-гравийного материала желто-бурого цвета, насыщенная глыбами силурийских известняков и юрских песчаников размером до 3 м по длинной стороне. Грубая крупная слоистость толщи подчеркнута черными углистыми глыбово-щебнистыми прослоями мощностью 3–5 м, образовавшимися в процессе экскарации юрских песчано-глинистых отложений.

Каменные глетчеры Пасруд-Ягнобского высокогорного района распро-

Валуно-галечный аллювий выше по разрезу перекрыт щебнисто-глыбовой толщей. Крупные обломки лежат среди желто-бурых неслоистых супесей или суглинисто-дресвяной массы. Длина отдельных глыб силурийских известняков от 2 до 5 м. Общая мощность глетчерного материала, перекрывающего террасу, до 40 м. Создается впечатление, что симичский глетчер начал формироваться до накопления галечной толщи, отвечающей верхней части аллювия террасы, продолжал формироваться во время ее накопления и позже. По боковым оврагам можно видеть, как в тыловой части террасы местный каменно-глетчерный материал включен в речной аллювий, перемыт и ассимилирован потоком р. Фан.

Грандиозный каменный глетчер был изучен в низовьях р. Пасруддаря по ее притоку Конти. Верховья Конти уходят в трог, созданный экскарационной деятельностью одного из долинных ледников Чимтаргинской группы. На выходе из трога выделяется несколько генераций морен последнего оледенения, наложенных на тело глетчера. По разрезам видно, что на высоте 15–20 м над Пасруддарьей залегает окатанный валуник аллювиального генезиса с примесью глыбового материала мощностью 15 м, выше — глыбняк с примесью окатанных валунов в светлом кар-

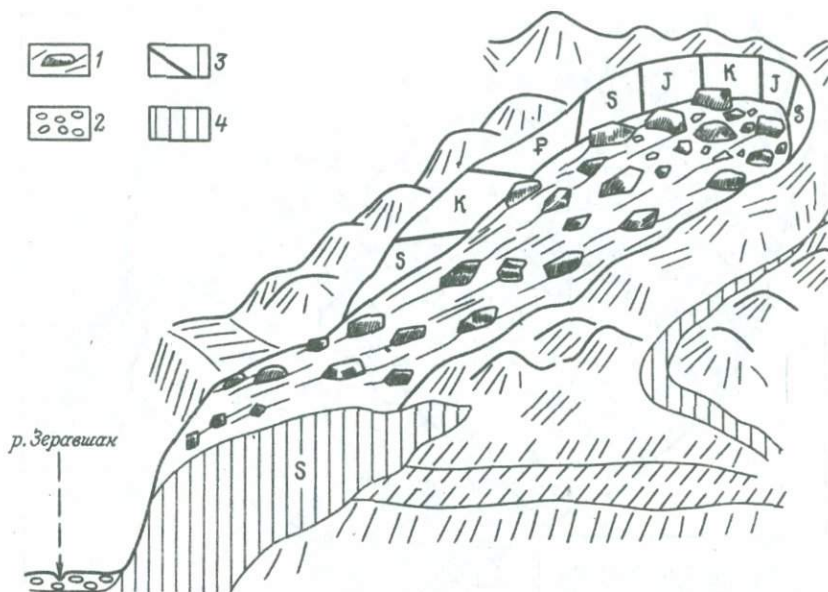


Рис. 12. Земляно-каменный глетчер на склоне Зеравшанского хребта близ с. Урмитан
 1 – земляно-глыбовая масса глетчера; 2 – галечный аллювий; 3 – линии разломов и надвигов; 4 – силурийские сланцы

странены как на северных, так и на южных склонах горных хребтов, хотя северная экспозиция для них явно предпочтительнее. На более низких отметках — от 3000 м и ниже — они встречаются лишь на склонах северной экспозиции, где иногда достигают столь же крупных размеров как и в высокогорье. Примером является Урмитанский глетчер на р. Зеравшан (рис. 12). Начинается он у одного из северных отрогов Зеравшанского хребта в пределах крупного четко очерченного эрозионного цирка, выработанного в силурийских сланцах, надвинутых на угленосные юрские, песчано-глинистые меловые и гипсоносные палеогеновые породы. Разрез мезо-кайнозоя повторяется дважды, будучи тектонически сдвоен при формировании надвига, и в целом надвинут на песчаники силура, прорезанные долиной р. Зеравшан. Протяженность глетчера достигает 5 км, мощность земляно-каменных накоплений в фронтальной части превышает 50 м. Поверхность каменно-глетчерного потока холмистая. Холмы представлены отдельными порциями земляно-каменной массы и окрашены в разный цвет: черный — за счет юры, красно-бурый — за счет нижнего мела, грязно-зеленый — за счет верхнего мела, желто-бурый — за счет гипсоносного палеогена. Повсеместно к этому материалу примешаны дресва и щебень метаморфического силура и крупные глыбы кварцитов того же возраста. Глетчер перекрывает галечники террасы Зеравшана, имеющей высоту около 140 м, его фронтальный край располагается на уровне тер-

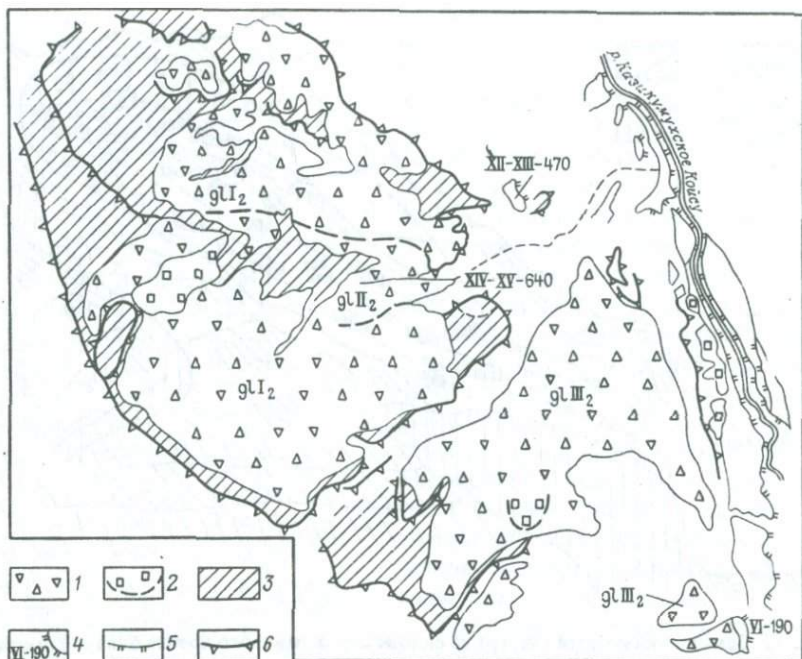


Рис. 13. Каменные глетчеры в районе с. Багикла на Казикумухском Койсу

glI₂ — относящиеся к раннему плейстоцену; glII₂ — относящиеся к среднему плейстоцену; glIII₂ — относящиеся к позднему плейстоцену; 1 — глыбовая брекчия; 2 — обвалынные массы; 3 — меловые отложения; 4 — речные террасы, их номенклатура, отн. высоты; 5 — уступы; 6 — отвесные обрывы

расы высотой 110–120 м, к нему прислоняется терраса высотой около 90 м.

Вторым горным районом, где каменные глетчеры были изучены сравнительно детально, является бассейн р. Сулак (Восточный Кавказ). Каменные глетчеры наиболее широко распространены на южной окраине нижне-меловых известняковых плато — в бассейнах Аварского, Казикумухского Койсу и др. Особенно интересна в этом отношении окраина Кумухской котловины, в северо-восточной части которой на левом берегу р. Хунних возвышается характерный останец — г. Бацило, сложенная глыбовым материалом, залегающим среди желто-бурого дресвяно-супесчаного заполнителя (мощность около 100 м). По составу глыб и положению останца можно сделать заключение о том, что глыбы принесены из обширного циркообразного амфитеатра, сформированного эрозией в пределах плато Шунудаг. В долине р. Хунних, идущей от него к Казикумухскому Койсу, имеются и другие, существенно более молодые генерации каменных глетчеров. Одна из них сохранилась в виде эрозионных останцов глыбовой брекчии на правом берегу р. Хунних у с. Хойхи (г. Канибаку). Мощность

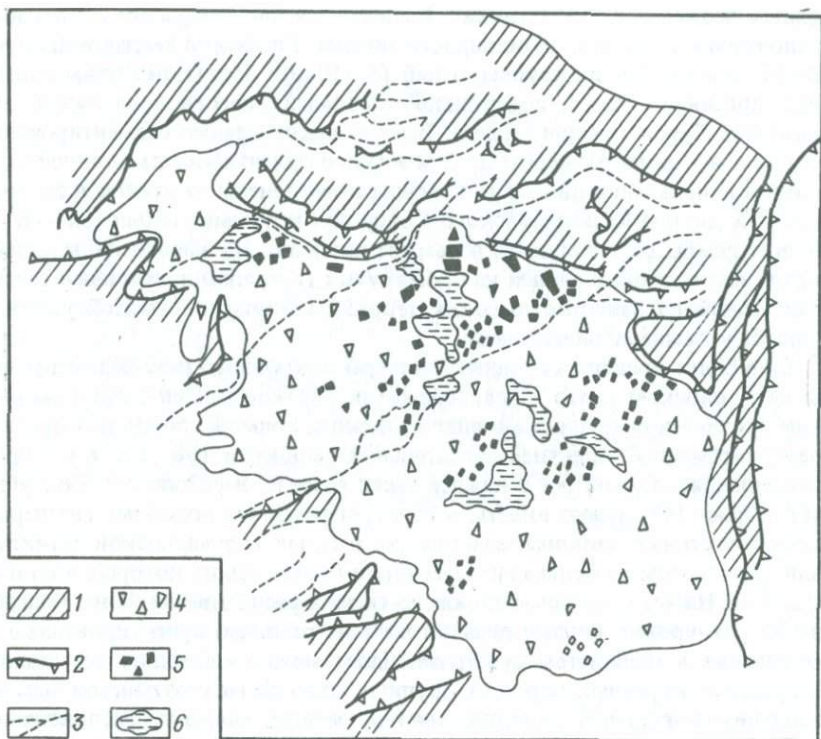


Рис. 14. Каменный глетчер-покров к югу от г. Хобо-Хубилабек

1 — меловые породы; 2 — отвесные уступы; 3 — временные водотоки; 4 — земляно-каменная масса; 5 — крупные глыбы известняков; 6 — озерные отложения

глыбовой брекчии около 300 м. Следующая, еще более молодая генерация образует хорошо сохранившийся поток, опускающийся с привершинной части г. Шунудаг к с. Цыйша. Он состоит из щебня и крупных глыб известняков неокома (1–10 м в поперечнике), залегающих среди значительного количества мелкоземистого карбонатного материала. Мощность накоплений 50–80 м. Каменные глетчеры примерно того же возраста широко развиты и ниже по течению р. Казикумухского Койсу, в частности, на склонах плато Багикла. Особенно представлен глетчер, опускающийся к с. Камаша (рис. 13). Поверхность его многоступенчата, выделяется ряд лопастей и языков, последовательно наползающих друг на друга. Мощность накоплений превышает 50 м. На поверхности выступают многочисленные глыбы известняков, но в разрезах, наряду с глыбовым, наблюдается большое количество ярко-бурого щебнисто-дресвяного и супесчано-суглинистого материала. Рядом, несколько выше по течению реки, располагаются останцы аналогично сложенного глетчера Унчукатль.

Глыбовые накопления плато Багикла залегают на слабо деформиро-

ванных неокомских известняках. Выделяются две генерации: площадная и вложенная в нее в виде обширного потока. Глыбняки имеют мощность 50—60 м и состоят из крупных глыб (5—10 м и более), лежащих в щебнисто-дресвяной массе, содержащей обильный известково-песчаный заполнитель буровато-серого цвета. Вся эта масса крепко сцементирована. Глыбы известняка размером до 2 м и более ориентированы длинной стороной в направлении движения глетчера и наклонены на восток и северо-восток к долине Казикумухского Койсу под крутыми углами (35—40°). Мелкие глыбы располагаются в разрезе хаотично. На высоте 650 м к глыбовым накоплениям ранней из упомянутых генераций прислонены галечники одной из наиболее высоких террас Казикумухского Койсу, относящейся к нижнему плейстоцену.

Еще более древние каменные глетчеры покровного типа зафиксированы на Гунибском плато в левобережье р. Каракойсу. Они сильно расчленены эрозией и сохранились в виде отдельных холмов, сложенных крепко сцементированной брекчией значительной мощности (50—100 м) с признаками красноцветности в нижней части разреза. В районе г. Хобо-Хуилабек (рис. 14) можно видеть, как формировались подобные глетчеры. Здесь известняки неокома, залегающие в своде Уллучаринской антиклинали, расчленены на отдельные массивы и блоки, длина которых достигает 200 м. Ниже, в пределах пологого склона расположены более мелкие глыбы размером в первые десятки метров, различно ориентированные и залегающие в щебнистом субстрате. Далее можно наблюдать все стадии разрушения коренных пород от крупных глыб до мелкоземистой массы. Поверхность глетчера мелкохолмистая, между холмами расположены замкнутые, ныне сухие озерные котловины.

Используя данные о каменных глетчерах Юго-Западного Тянь-Шаня и Восточного Кавказа, можно представить условия, благоприятные для их формирования. Прежде всего "каменные глетчеры" далеко не всегда "каменные". Состав "глетчеров" зависит от исходного материала. Для образования каменных глетчеров нужны скальные породы, образующие каменную их составляющую. Иначе возникает земляные глетчеры или глетчеры земляно-каменные. Последние явно преобладают. Большая часть глетчеров, упомянутых выше, относится к этому типу, причем соотношения в них земляной и каменной составляющей могут быть самыми различными.

Климатические условия, благоприятные для формирования земляно-каменных глетчеров, несомненно, перигляциальные. Территории, в пределах которых они расположены, в настоящее время настолько сухи, что движение грязекаменных масс столь большого масштаба здесь невозможно. В целом, для перемещения земляно-каменных глетчеров было мало общего обводнения. Следует думать об участии льда, о ледовой их составляющей, способствовавшей движению по эрозионным ложбинам. Наблюдения над современными каменными глетчерами массива Аддала-Шухгельмеер в Сланцевом Дагестане показали, что обломочный материал осыпей, лавин, обвалов, скопившийся в ложбинах стока, подпитывается водами, возникшими при таянии льда и фирна, и в условиях низких температур

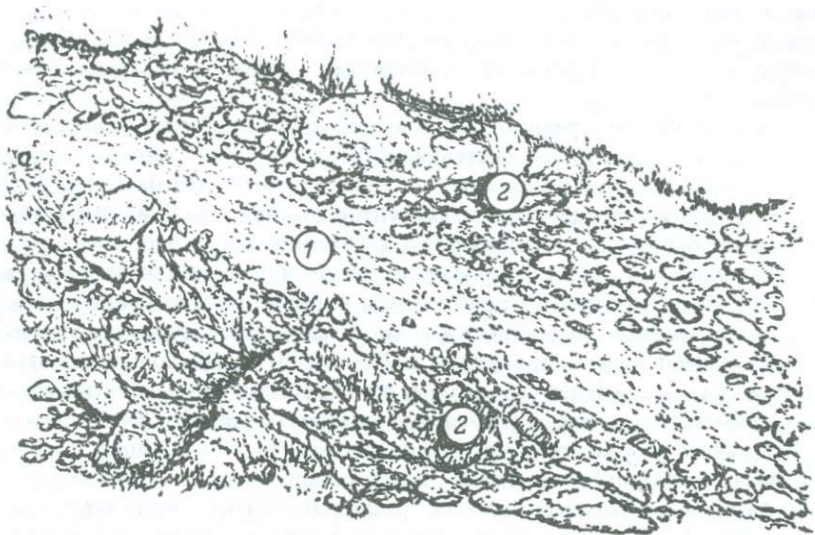


Рис. 15. Разрез верхней части современного каменного глетчера. Верховья р. Сараор, левого притока Аварского Койсу (Сланцевый Дагестан)

1 — лед с щебнем; 2 — глыбняки

цементируется инъекционным льдом (рис. 15). Образование ледогрунтового слоя достаточной мощности в основании каменных масс и его последующее пластическое течение приводят к перемещению обломочного материала и формированию каменных глетчеров со всеми их морфологическими особенностями. Участие льда в этом процессе, как и внешний вид каменных потоков, выпуклых в поперечном сечении, оправдывает название "глетчер", хотя соотношение объемов каменной и ледяной составляющих, как правило, не в пользу последней. Об участии льда как движущей силы в формировании каменных и земляно-каменных глетчеров свидетельствует вовлечение в тело глетчера не только пород области питания, но и тех, которые развиты в среднем и даже нижнем их течении (контийский, урмитанский глетчеры бассейна Зеравшана).

Исследования показывают, что для образования и развития каменных глетчеров требуется определенное сочетание климата, рельефа и литологии разрушающихся пород. Важным условием является глубокое расчленение рельефа, что создает необходимые уклоны. Климатическая обстановка должна быть перигляциальной, способствующей возникновению многолетней мерзлоты и активизации выветривания скальных откосов. Влажность должна быть оптимальной, поскольку избыток влаги приводит к формированию ледников (настоящих глетчеров), к усилению водного переноса обломочного материала, когда образование каменных глетчеров становится невозможным. При недостатке влаги исключается возможность движения каменных глетчеров, они консервируются. В межледни-

ковых или межстадиальных условиях глетчеры типа урмитанского не смогли бы возникнуть, и тем более развиваться. Отроги Зеравшанского хребта, в которых начинается урмитанский глетчер, находятся сейчас в засушливой зоне.

Соотношение материала глыбовой, щебнистой, дресвяной, супесчано-суглинистой размерности, составляющего глетчер, во многом зависит от литологии разрушающихся пород. Чем крупнее обломки, тем легче осуществляется формирование ледогрунтового слоя, тем ближе каменный глетчер к образованиям, генетически тяготеющим к ледниковому ряду.

Представления, сформулированные выше и базирующиеся на изучении каменных глетчеров Средней Азии и Кавказа, во многом перекликаются со сведениями, имеющимися в зарубежной литературе. В этом отношении весьма показательны данные А. Кортэ [43]. Им было изучено высокогорье Анд в пределах Аргентины, отличающееся резко континентальным климатом и высокой степенью изрезанности рельефа. Здесь широко представлены современные каменные глетчеры в их активной и неактивной фазах, а также "ископаемые", давно остановившиеся в своем движении. Активные каменные глетчеры располагаются на абсолютных высотах от 3,5 до 5,5 тыс. м, остановившиеся плейстоценовые — на абсолютных высотах от 1,5 до 3,0 тыс. м. Выделяются каменные глетчеры, связанные с концевыми частями обычных, сравнительно небольших ледников, каменные глетчеры с ледяным ядром или содержащие лед, заполняющий пустоты между обломками. По способу накопления каменного материала выделены каменные глетчеры первичные и вторичные. К первичным отнесены продуцированные лавинными и осыпными желобами при одновременной быстрой аккумуляции снега и фирна, к вторичным — небольшие ледники, покрытые осыпным материалом. Среди последних отмечены пульсирующие каменные глетчеры и каменные глетчеры с быстрым движением (более 100 м в год). Возникновению вторичных каменных глетчеров, связанных с ледниками, способствуют общие условия дегляциации, характерные для области Высоких аргентинских Анд в течение голоцена.

А. Кортэ подчеркивает приуроченность каменных глетчеров любого типа к криогенным и перигляциальным зонам горных территорий. Он отмечает определенное сходство между активными каменными глетчерами и солифлюкционными языками. Для каменных глетчеров обязательно включение достаточного количества льда (вплоть до ледяного ядра), подвижность, расположение в пределах эрозионных понижений, выпуклый поперечный профиль, крутой концевой уступ ($35-45^\circ$), присутствие протяженных продольных полос и ложбин в верховой части глетчера и поперечных складок в концевой. Все эти признаки, по мнению А. Кортэ, не характерны для солифлюкционных потоков. Каменные глетчеры, с его точки зрения, стоят в одном ряду с обычными ледниками и образуются в процессе их исчезновения. Эта позиция близка к тому пониманию термина "каменный глетчер", какое имел в виду А. Спенсер, впервые его употребивший в 1900 г. Интервал высот, в пределах которого в Андах зафиксированы каменные глетчеры, расположен существенно ниже зоны распространения настоящих ледников.

Размеры каменных глетчеров, связанных с исчезающими ледниками, в Высоких Андах весьма велики. Глетчер Горконес у подножья Аконкогуа, находящийся в термокарстовой стадии, имеет длину 12 км. Масса каменного материала в верхней его части, оказывая давление на ледяную составляющую глетчера, способствует его движению. Вязкость массы варьирует между 10^{14} и 10^{15} П, сдвиговое давление соответствует 0,1–0,2 МПа.

Многими исследователями, в том числе и А. Кортэ, подчеркивается разнотипность каменных глетчеров по положению в рельефе, генезису, составу и морфологии. Особым типом каменных глетчеров являются вторично сцементированные льдом массы обломочного материала в мелких долинах, обладающих крутыми склонами тальвега. Исходный для глетчера обломочный материал таких долин может иметь самое разное происхождение. Очень часто указывается на внешнее сходство каменных глетчеров с солифлюкционными языко- и лопатообразными потоками. Р. Флинт каменные глетчеры относит к явлениям в мерзлых грунтах и характеризует их как "россыпи угловатых валунов, по своим очертаниям напоминающие ледник". Отмечаются приуроченность глетчеров к склонам, обращенным на север (применительно к Альпам и Кордильерам), их крутые фронтальные уступы, близкие к углу устойчивого откоса валунно-глыбовой насыпи (около 40°), лопастной характер строения у внешнего края и бугристый вид поверхности с выступающими глыбами до 8 м в диаметре. Активные каменные глетчеры в Альпах, как отмечает Р. Флинт, текут со скоростью более 150 см в год. Глубоко от поверхности в таких глетчерах между обломками наблюдается лед. Вместе с тем Р. Флинт ограничивает длину каменных глетчеров величиной в 1 км, подчеркивая редкое присутствие в них мелкозема, что противоречит приведенным выше сведениям. Имея в виду каменные глетчеры, сцементированные льдом и содержащие ледяное ядро, он допускает существование и тех, и других, но первым отдает явное предпочтение.

Вообще говоря, связь каменных глетчеров с ледниками в ряде случаев доказана. Об этом пишет А. Кортэ со ссылками на Л. Ллибутри и Д. Барша. Л.Н. Ивановский [9], так же как А. Кортэ [44], считает каменные глетчеры формой накопления моренных отложений малых ледников. Об этом свидетельствуют их крутые ($30-35^\circ$) и высокие (50–60 м) фронтальные уступы, поперечные валы на поверхности, изгиб которых указывает направление движения глетчеров. Однако он обособляет весьма сходные с каменными глетчерами каменные потоки, не связанные с деятельностью ледников и возникающие за счет обвалов, лавин и осыпей, т.е. такие формы каменных глетчеров, которые А. Кортэ и многие другие относят к первичным формам подобного типа. Важно отметить, что Л.Н. Ивановский фиксирует для каменных глетчеров заметное количество мелкозема и несомненное участие солифлюкции в их формировании. В данном случае для проявления солифлюкции есть все условия: мерзлота, мелкозем, увлажненность, уклоны.

Рассмотрение соответствующих материалов по Юго-Западному Тянь-Шаню и Северному Кавказу свидетельствует об участии солифлюкции в

формировании каменных глетчеров. Однако, имея в виду принцип парагенетических связей, следует думать, что каменные глетчеры с ледяным ядром относятся к ледниковому ряду. То же следует сказать и о каменных глетчерах, сцементированных льдом идвигающихся благодаря течению этого льда, даже если они так же, как и лед в них, не связаны с ледниками, а материал, слагающий их, является лавинным, осыпным или обвальным. В том случае, если перемещение материала происходит в виде грязекаменной массы, мы можем говорить о солифлюкции в чистом виде.

Подводя итог сказанному необходимо подчеркнуть, что современные "теплые" глетчеры чаще всего действительно каменные и имеют относительно малые объемы. "Холодные", перигляциальные варианты весьма протяженны, преимущественно земляно-каменные или земляные дефлюкционного типа.

Морены. В советской, да и в зарубежной литературе, в настоящее время нет крупных сводных работ, в которых специально рассматривалось бы строение и формирование конечных, боковых, срединных, основных, и тем более абляционных, морен горных ледников различного типа. Общие сведения можно почерпнуть в работах М.В. Тронева, И.С. Щукина, Р. Флинта. Более конкретный материал приведен в работе Ю.А. Лаврушина [18], посвященной описанию четвертичных отложений Шпицбергена.

Все это заставляет при характеристике морен горного оледенения опираться на региональные материалы. В большинстве работ, особенно гляциологических, морены рассматриваются как образования, позволяющие судить о перемещениях ледников в недалеком прошлом, а также об истории развития древнего оледенения. Конечные и боковые морены фиксируются, но не изучаются как генетический тип континентальных осадочных образований. Как правило, морены долинных ледников в горах формируются за счет обломочного материала, попадающего на ледник в области питания, со склонов ледниковой долины и за счет экзарации ледникового ложа. Обломки пород самого разного размера, вплоть до мелкозема, постепенно погружаются в толщу льда и затем транспортируются в полном соответствии с законами его перемещения в долинных условиях. Обломочный материал обвального, осыпного и солифлюкционного генезиса, сместившийся на поверхность ледника со склонов трога, образует боковые и срединные морены. Погрузившаяся часть обломков смешивается с тем обломочным материалом, который поступает в толщу льда за счет экзарации. Его присутствие в придонном слое может затормозить движение льда в основании ледника вплоть до образования основной морены. Отмечена зависимость насыщения основной морены мелкоземом в том случае, если ледник эродировал относительно рыхлые или плотные скальные породы. В первом случае он обилен, во втором может отсутствовать полностью. В концевой части долинного ледника при его таянии, за счет выноса в эту зону обломочного материала, поступающего из придонных слоев льда, а также в процессе перемещения боковых и срединных морен формируется конечная морена. При деградации долинных ледников в тыловой части конечных морен поверх основной морены формируется морена абляционная.

Таковы общие сведения о собственно ледниковых отложениях горно-долинного оледенения. Именно этот тип оледенения особенно важен для дальнейшего рассмотрения, ибо в горных долинах парагенетические связи между склоновыми, ледниковыми и водными накоплениями наиболее очевидны.

Известно, что большая часть современных ледников горных районов юга СССР относится к категории "теплых". Преобразование фирна в лед, идущее в области питания, в них совершается при участии талой воды. Температура льда таких ледников, особенно в придонной части, близка к 0 °С, что сказывается на особенностях движения льда и величинах водного стока. Состояние современных ледников в горных районах юга СССР в целом можно оценить как относительно стабильное. Подобное заключение обосновывается данными Г.В. Лопатина и В.Л. Шульца о величинах жидкого стока и объема взвешенных наносов, переносимых реками, имеющими ледниковое питание. К примеру, сток рек Заилийского Алатау подразделяется следующим образом: от таяния льда 28 %, с фирновых полей 7 %, от таяния снега на леднике 23 % и вне ледника 42 %. Таяние льда дает около 1/5 речного стока. Речной сток, в том случае если ледник не находится в стадии деградации, формируется главным образом за счет годового оборота осадков.

Для величин мутности, отражающих колебания объема взвешенных наносов, выносимых горными реками, характерен большой разнос цифр. Сток взвешенных наносов ледникового происхождения для разных рек Средней Азии составляет от 62 до 90 % общего стока. Графики распределения мутности в течение весенне-летне-осеннего периода показывают возрастание этой величины во время весеннего снеготаяния и затем неуклонный подъем с максимумом, приходящимся на июль — август. Наибольшие величины мутности установлены для верховьев Амударьи, Сырдарьи, Зеравшана и Терека (до 2 кг/м³). Даже при максимальных значениях мутности и существующих объемах водного стока мелкозем в настоящее время в основном выносится за пределы троговых частей долин.

Все сказанное по поводу жидкого стока современных горных рек и объема переносимых ими взвешенных наносов необходимо иметь в виду при обсуждении содержания терминов "ледниковая эпоха" и "межледниковая эпоха" применительно к горным районам, несущим современное оледенение. К.К. Марков указывал, что межледниковыми следует считать только те условия, которые сходны с современными в данной области или являются более мягкими. Одновременно он подчеркивает, что в зависимости от географической спецификации территории временной объем понятий "ледниковая эпоха" и "межледниковая эпоха" может существенно меняться. В Восточной Сибири этот объем "уже", в Средней Азии, вероятно, "шире". В Альпах А. Пенк и Е. Брюкнер относили к разным ледниковым эпохам обособленные друг от друга комплексы конечных морен и флювиогляциальных террас, причем разделяющие их межледниковья воспринимались как время почти полного исчезновения горного оледенения. К.К. Марков предлагает считать самостоятельными такие оледенения,

в промежутках между которыми ледники были не больше, чем современные ледники данной местности. Определение это в равной степени отнесено к равнинным и к горным районам. Таким образом, современные условия оледенения Альп, Кавказа и гор Средней Азии, так же как современные условия жидкого и твердого стока рек, следует считать межледниковыми. Отсюда соответствующий подход не только к современному стоку, но к горным ледникам и их моренам. Как это ни парадоксально, они межледниковые.

Но, конечно, отвлеченных суждений на эту тему мало. Необходимо вещественное их подтверждение, возможность отличить современные "межледниковые" морены от древних, истинно ледниковых. Такая возможность, несомненно, имеется. Конечные морены "теплых" современных, голоценовых ледников отличаются высокой степенью промытости, малым количеством или почти полным отсутствием в них мелкозема. Это характерно для морен троговых долин Кавказа, Средней Азии, Алтая и других горных стран. Особенно "чистыми", состоящими из оглаженного или даже окатанного материала валунно-галечной размерности, являются молодые конечные морены бассейна рек Кубани и Теберды, стадильные морены р. Гоначхиру, конечные морены близ устья р. Узункол, в устье рек Ак-Тюбе и Битюк-Тюбе, а также в долинах рек Гондарай и Индрикой. В тех же долинах морены более древних стадий безенгийского оледенения имеют характерный белесый цвет благодаря присутствию в них суглинисто-древяной массы, в которую включены валуны, глыбы и щебень. Таковы конечные морены тебердинской, джемагатской стадий последнего оледенения долины р. Теберды, морены близ пос. Карт-Джюрт в долине Кубани. Для современных ледников (Чалаат, Безенги) типичен валунный характер конечных морен исторических стадий, а также относящихся к раннему голоцену. Морены главных фаз позднебезенгийского и особенно раннебезенгийского оледенений повсеместно насыщены белесым мелкоземом. Подобные наблюдения позволяют достаточно уверенно проводить подразделение морен на "теплые" и "холодные", термо- и криогенные, если, конечно, ставить степень засоренности их мелкоземом в зависимости от общей палеогеографической обстановки в те или иные моменты времени.

Сказанное в какой-то мере подтверждается данными Л.Р. Серебряного и А.В. Орлова, полученными в упомянутых выше районах Кавказа, хотя обилие мелкозема в отложенных моренах они объясняют иными причинами, в частности, экзарационным действием льда на подстилающие породы в непосредственной близости от концевой части ледниковых потоков. Такая позиция, поддерживаемая также некоторыми другими исследователями [41], ставит под сомнение зависимость засоренности конечных морен от общих палеогеографических условий.

Для того чтобы разобраться в этом вопросе, рассмотрим особенности накопления и строения кончнморенных гряд. В концевой части ледника благодаря резкому уменьшению его мощности возникают условия для перераспределения напряжений в толще льда. Преобладает движение льда по линиям внутренних сколов и преобразование донной и ранее отложив-

шейся основной морены в конечную. Так же как и на равнине, для горнодолинных ледников характерны два типа конечных морен — морены напора и насыпные (или вытаявания). Различия между ними довольно условные. Лед в концевой части ледника имеет чешуйчато-надвиговую структуру, которая фиксируется в строении конечных морен любого типа, но наиболее ярко проявлена в моренах напора. Впрочем, для насыпных морен возможен такой идеальный случай нулевого баланса, когда количество поступающего льда равно количеству тающего, и обломочный материал оказывается механически сгруженным перед фронтом ледникового языка. Известны насыпные морены, формировавшиеся в процессе медленного отступления льда, когда первично чешуйчатая структура конечной морены при таянии льда успевала разрушиться. Конечные морены таких ледников в тыловой части постепенно переходят в абляционные.

Поскольку конечные морены формируются прежде всего за счет материала, переносимого в толще льда, их состав (петрографический, гранулометрический) в огромной степени зависит от характера пород, развитых в ледниковом бассейне. Действительно, часть щебня, дресвы и мелкозема поступает к конечным моренам за счет экзарации, особенно активной в среднем течении ледовых потоков, однако основная масса обломочного материала тесно связана с областью питания льдов и склонами трога. Эта сторона явления очень важна при обсуждении причин, приводящих к разным соотношениям крупных и мелких обломков, составляющих конечные морены. Конкретных данных о строении конечных морен, о гляциодинамических текстах в них не очень много. В опубликованных работах указания подобного рода можно встретить у Е.В. Девяткина [5]. При описании разреза конечноморенной гряды, расположенной в устье р. Чаганузун на Алтае и относящейся к среднему плейстоцену, им отмечается ее валунно-галечный характер и присутствие окатышей рыхлых глин, что говорит о мерзлом состоянии перемещавшегося материала. Кроме валунов, присутствуют крупные незакономерно ориентированные глыбы местных пород. Отдельные пачки галечновалунного материала надвинуты друг на друга, плоскости надвигания отмечены линзами и хвостами песка и суглинка. Система гряд и отложения классифицируются как морена напора. Мощность ее не менее 15—20 м.

На Кавказе автору подобные исследования удалось провести лишь на склонах Эльбруса в верховьях р. Баксан и в долине р. Теберды у оз. Каракель [11]. На склоне Эльбруса наблюдалась концевая часть ледника Малый Азау. Ледник не связан со сколько-нибудь ясно выраженной троговой формой рельефа. В разрезе четко выделяется нижний грязно-серый лед — донная морена, насыщенная дресвой и обломками андезитов, и выше — светлый лед, с малым содержанием дресвы и щебня. Лед полосчатый, в основании рассечен крупной трещиной скола, наклоненной против движения льда. В трещину затащен щебнистый, ранее накопленный моренный материал, составляющий ледниковое ложе. У края ледника расположена серия дресвяно-щебнистых конечно-моренных грядок, связанных с небольшими его подвижками. Мелкоземистая составляющая в резко

подчиненном количестве. В долине р. Теберды был проведен анализ разреза каракельской конечноморенной гряды в районе шоссеиного моста. Он показывает, что конечная морена частично является мореной напора. Об этом свидетельствует прежде всего косое (под углом $5-7^\circ$) сревание мореной подстилающего ее аллювия, наползание ее из-под уреза реки на песчано-галечные отложения, "затаскивание" последних в приподошвенную часть моренных образований, что хорошо видно по разнице цвета: пески светло-серые, моренный материал бурый.

Вместе с тем можно констатировать, что таково строение лишь части каракельского конечноморенного комплекса, причем не самой периферической. Ниже по долине на поверхности пятой надпойменной террасы р. Теберды размещены отдельные холмы и гряды, также сложенные мореной, причем поверхность разделяющей их террасы почти не деформирована. Аналогичное соотношение между мореной и подстилающим аллювием седьмой террасы наблюдается для джемагатского конечноморенного комплекса. Высота конечноморенных гряд над плоскостью террасы 4-5 м, мощность морены соответствует этим цифрам. По-видимому, лед, несмотря на конечное его положение, был лишен значительного количества обломочного материала, имел малую мощность, однако оставался подвижным. Он перемещался по поверхности террас, не деформируя их, при его таянии образовались конечные морены насыпного типа. Сгруживание обломков у фронта ледникового языка привело к возникновению небольших гряд, сравнительно быстрое таяние крупных его сегментов, отделенных от склонов и отшнуровавшихся от подвижного льда, на поверхности террас следов почти не оставило. Морены состоят из белесой гравийной массы, включающей крупные окатанные и неокатанные валуны гранитов и кристаллических сланцев (рис. 16). Наблюдается примесь пылеватого материала, придающая моренным накоплениям характерную белесую окраску. Обращает внимание состав валунов: среди них породы преимущественно дальнего заноса. Аналогичное происхождение, вероятно, имеет и пылеватый материал, содержащийся в моренах. Если сравнить эти морены с конечными моренами заведомо голоценовых ледников, отложенных в той же долине, их специфика, выражающаяся в засоренности мелкоземистыми фракциями, становится очевидной.

Еще более четкой эта особенность древних конечных морен оказывается в том случае, когда они тесно связаны с боковыми моренами. Различия в степени засоренности мелкоземистыми фракциями характерны и для боковых морен горнодолинных ледников, что, в принципе, вполне естественно. Боковые морены тесно связаны со склоновыми шлейфами различного типа. В краевых частях движущихся ледников они появляются ниже снеговой линии, по мере удаления от нее становится все выразительнее, и далее, обрамляя концевые части ледниковых потоков, сливаются с конечными моренами. Главная особенность боковых морен — их формирование за счет склоновых накоплений, поступающих в краевые части движущегося льда. Отсюда отсутствие какой-либо сортировки и обработки щебнисто-глыбового материала. Характерной чертой боковых морен, связанных с активными фазами горного оледенения, так же как и склоновых

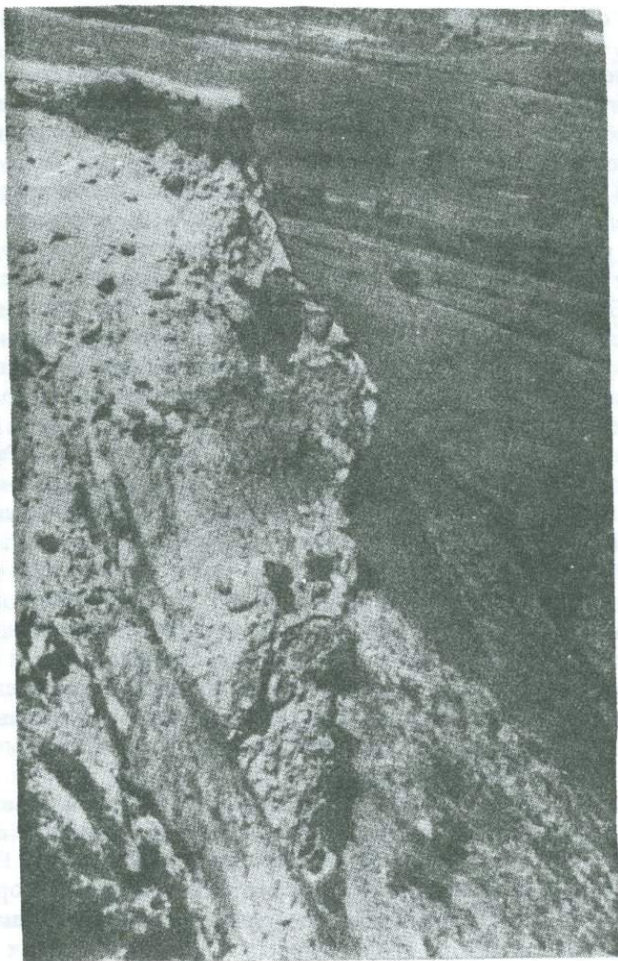


Рис. 16. Конечная морена джемагатской стадии последнего оледенения на аллювии седьмой террасы р. Теберды

отложений, формирующихся в те же отрезки времени, является высокая степень насыщенности их дресвяным и супесчано-суглинистым материалом. Боковые морены различных фаз позднеплейстоценового оледенения в долинах Юго-Западного Тянь-Шаня имеют такую же серую окраску, что и опирающиеся на них солифлюкционные шлейфы. Причина этого явления в обилии среди тех и других супесчано-суглинистого мелкозема. Боковые морены от солифлюксия отличаются большим количеством крупнообломочного материала, присутствием оглаженных обломков, а также более разнообразным петрографическим их составом за счет поступлений из боковых долин.

Иным образом построены боковые морены современных ледников и морены, относящиеся к голоцену. По сравнению с древними, они столь же, если не более, выразительны, но сложены преимущественно местным щебнисто-глыбовым материалом весьма свежего облика. Основное их отличие, особенно близ концевых частей ледников голоценового ряда, — малое количество супесчано-суглинистой составляющей. Эта особенность отмечалась при изучении боковых морен последних стадий отступления долинных ледников везде, где это удавалось сделать. В частности, в Сванетии в долине р. Мestiaчал выше г. Местия можно наблюдать целую серию поздне- и послеледниковых (голоценовых) боковых морен ледника Лекзыр. Боковые морены отличаются глыбовым характером и относительно малым количеством мелкозема. Склоны трогов, связанные с деятельностью поздне- и послеледниковых (голоценовых) льдов, не несут на себе сколько-нибудь развитых перигляциальных шлейфов и вообще слабо изменены перигляциальными процессами.

Сходные наблюдения были осуществлены в верховьях р. Риони, по ее притокам, в районе, который в отличие от Сванетского, где развиты карбонатные породы, а также гранитные массивы, характеризуется широким распространением песчаников и сланцев. Изучались в этом отношении и близлежащие участки северного склона — район Мамисонского перевала, долины рек Накры, Мамисондона. Интересно, что наличие высокого, изоброжденного лавинными желобами правого склона р. Мамисондон, возвышающегося над комплексом морен, датируемых голоценом, и поставляющего лавинный материал ежесезонно, не привело к насыщению морен Мамисонского ледника мелкоземом. Сохранившиеся у основания лавинных желобов лавинные конусы, иногда со снегом, также содержат преимущественно каменный материал.

В Высоких Татрах глыбовый характер наиболее свежих морен, боковых и конечных, зафиксирован М. Лукнишем. Их сравнение с древними моренами, развитыми в районе озер Штрибское и Попрадское Плесо, ясно показывает резкое отличие тех и других. В голоценовых моренах супеси и суглинки отсутствуют, измельчение пород достигает лишь дресвяной фракции, в позднеплейстоценовых моренах супеси и суглинки преобладают, если, конечно, морены не перемыты впоследствии. Отсутствие обильного мелкозема в голоценовых моренах в данном случае не может быть объяснено особенностями литологии коренных пород, приуроченностью Высоких Татр к обширному гранитному массиву, — в перигляциальных условиях при достаточном увлажнении граниты разрушались так же интенсивно, как и меловой флиш окружающих районов. Об этом свидетельствуют наблюдения в ледниковых долинах северного склона Высоких Татр на территории Польской Народной Республики. Ряд ледниковых цирков в бассейнах рек Суха и Бяла-Вода расположен в меловых отложениях, и тем не менее отличия в насыщенности голоценовых и древних боковых морен мелкоземом очевидны. Еще более определенно подчеркнутая закономерность устанавливается в Восточных Карпатах на территории СССР, где следы голоценового и позднеплейстоценового оледенения устанавливаются во многих местах и, в частности, на северном склоне

хр. Свидовец по правым притокам Черной Тисы. Здесь в пределах цирков выделяется до семи возрастных генераций конечных и боковых морен (рис. 17), и только самые древние, продвинутые в долины, содержат наряду с глыбовым значительное количество мелкоземистого материала.

Промытость боковых и конечных древнеледниковых морен можно представить лишь в том случае, если ледники выходили в предгорья на достаточно низких отметках (например, у подножья Альп), а перигляциальные обстановки отличались значительной влажностью. В предгорьях Верхоянского хребта насыщенность морен мелкоземом сохраняется, несмотря на то что ледники достигали берегов р. Лены. Климат Предверхоянья во время оледенений был сухим и суровым.

Таким образом, для боковых и конечных морен подразделение на "теплые" и "холодные" варианты вполне возможно. Осталось рассмотреть с этих позиций особенности строения основных и абляционных морен. Приходится констатировать, что для горных условий подразделение морен указанных типов до сих пор не проведено с достаточной четкостью. Главное отличие основных морен от абляционных — повышенная их плотность. Это характерно прежде всего для морен покровного оледенения, но в какой-то мере свойственно и моренам ледников горно-долинных типов.

Отсутствие описания основных морен горно-долинных ледников объясняется тем, что они либо погребены под более молодыми аллювиальными образованиями, выстилающими днища трогов, либо уничтожаются в процессе формирования последних. Иногда, вследствие твердости пород ледникового ложа и малого экзарационного эффекта, основные морены вообще не образуются. В троговых частях крупных речных долин основные и абляционные морены позднеледниковых оледенений в значительной степени уничтожены последующей эрозией. Так обстоит дело в трогах рек Теберды и Кубани, Ингури и Риони, в долине Зеравшана. Боль-

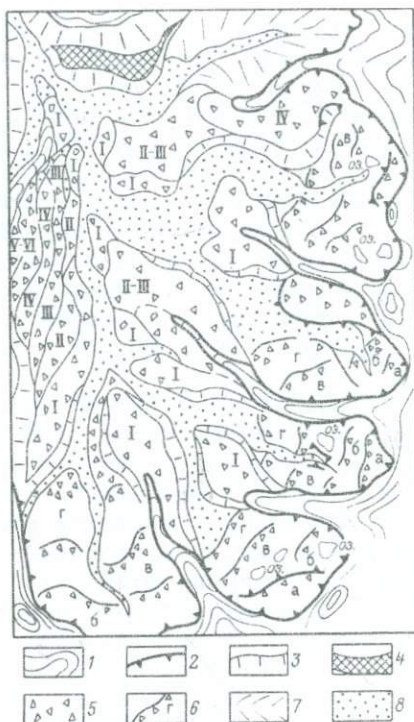


Рис. 17. Ледниковый цирк северного склона хр. Свидовец (Восточные Карпаты)

1 — склоны водоразделов; 2 — откосы каровых ниш; 3 — склоны трогов; 4 — плечо трога; 5 — морены — основные и боковые разновозрастных генераций (I—VI); 6 — то же, конечные стадии отступления (а, б, в, г); 7 — эрозионный цирк; 8 — поймы и первые террасы речных долин

ше возможностей для таких наблюдений в долинах их притоков, также некогда занятых ледниками. Например, глыбково-щебнисто-суглинистая морена среди флювиогляциальных отложений большой мощности прослеживается в правобережье правого притока Кубани — р. Уллу-Хурзук. Мощность моренного горизонта колеблется от 2 до 11 м. В наиболее полных разрезах улавливаются различия в плотности и насыщенности суглинистым, а также валунным материалом, между нижней менее мощной (2—3 м) и верхней более мощной (3—4 м) частями морены. Нижняя, обладающая большей плотностью, меньшим количеством валунов, преимущественно дресвяно-щебнистым составом при значительном содержании суглинистой составляющей, является основной мореной, верхняя, содержащая большое количество суглинков и крупновалунного материала, — абляционной.

Основные морены вместе с абляционными пройдены скважинами при бурении в троговых частях долин Кубани и Терека, но имеющиеся описания не позволяют их отделить друг от друга. Не выделены эти разновидности морен и для среднеазиатских районов. Впрочем, Н.П. Костенко отмечает, что одним из признаков основной морены, отложенной потоком активного льда, является наличие в ней транзитного обломочного материала, отличного петрографически от поступающего на ледник со склонов трога. Фиксируются также значительное уплотнение основной морены, оглаженность крупных обломков, в нее включенных, и их ориентированность ("длинной осью по течению ледника"). Процесс формирования абляционной морены очень образно описал К.К. Марков, характеризуя низовую часть ледника Федченко на Памире. По его данным, абляционная морена, формирующаяся за счет вытаявания и перераспределения обломочного материала на поверхности тающего ледника, всегда содержит значительное количество мелкозема. Абляция ледника происходит неравномерно. Его поверхность в концевой части представлена мозаикой ледяных бугров и котловин. Котловины заполняются водой и обломочным (в том числе мелкоземистым) материалом, который проектируется затем на поверхность основной морены или коренного ледникового ложа.

Весьма перспективным районом, удобным для изучения основных и абляционных морен горного оледенения, соотношений их друг с другом, является Северный Памир, в частности Алайская долина. Занятые моренами территории называются здесь чукурами. По данным Р.Д. Забирова, у подножья Заалайского хребта чукуры распространены на площади свыше 260 км². Соответствующая холмистая поверхность располагается на абс. выс. 3—3,5 тыс. м, имеет ширину до 20 км и вытянута на десятки километров. Например, ледник, выходящий из долины р. Комансу, полностью перекрывал Алайскую долину, переходил на правый берег р. Кызылсу и достигал склона Алайского хребта. Алайские чукуры изобилуют озерами, занимающими понижения между холмами и грядами. Многие из них имеют первично термокарстовое происхождение. В откосах рек, пересекающих чукуры, видны скопления глыб в дресвяно-суглинистом заполнителе, составляющие основную морену, и перекрывающие их бурые суглинки с отдельными включениями щебня и мелких глыбок пород

дальнего заноса, относящиеся к абляционной части моренного покрова.

Несколько большее количество сведений, позволяющих выделить основные и абляционные разновидности морен горно-долинных оледенений, можно получить, анализируя работы, посвященные Горному Алтаю [5, 9], но и здесь их сравнительно мало, так как под таким углом зрения морены специально не изучались. Обращают внимание отличия древних морен, относящихся к среднему плейстоцену, от позднеплейстоценовых. Заполнитель древних морен песчаный, гравийно-дресвяный, валунный материал отличается крупностью (до 2 м и более в диаметре) и иногда явно преобладает. Для позднеплейстоценовых морен заполнитель суглинистый ("суглинистая морена"). Нередко суглинки являются главной их составляющей. Цвет морен серый, верхней — пепельно-серый, различия между основной и абляционной разностями не подчеркнуты, хотя на Чулышмане между устьями рек Узун-Оюк и Садеуртам морены прослежены на протяжении 20 км. Особенно ярко промытость среднеплейстоценовой морены выражена в Улаганской котловине, где выделяется пачка плотно сгруженного валунника мощностью 10–12 м, причем материал окатан, содержит галечные прослои. По представлениям Е.В. Девяткина [5], это "моренный перлювий", и промытость морены — следствие конкретных условий ее накопления. По разрезам долины р. Кубарду устанавливается смена фаций: суглинистые разности морен прибортовых частей трога в центре его замещаются песчанистыми или упомянутым валунным "перлювием". Аналогичное явление наблюдается по р. Чуе для разрезов позднеплейстоценовых морен. В Самахинской котловине морена, датируемая средним плейстоценом, суглинистая на всей площади ее развития.

Выделение основных и абляционных морен в Чуйской и других обширных котловинах Горного Алтая — наиболее простая задача. Здесь были широко развиты ледники подножья и морены по условиям формирования приближались к равнинным. Применительно к Джулукульской котловине в верховьях Чулышмана Е.В. Девяткин сообщает о донной и основной моренах, сформированных в пределах этого наиболее характерного алтайского ледоёма. Судя по их описанию (песчанистая нижняя, суглинистая верхняя), имеются в виду морены основная и абляционная.

Как можно было заметить, что все характеристики основных и абляционных морен относятся к среднему и позднему плейстоцену. Основные морены современных и голоценовых ледников редко сохраняются, а абляционные в большинстве случаев отсутствуют. По имеющимся данным, предполагаются меньшие мощности голоценовых морен указанных типов и относительно малые объемы мелкоземистого материала в их составе.

Наблюдения, проведенные в горах Тянь-Шаня, на Кавказе и на Алтае, позволяют сделать ряд выводов, существенных для стратиграфии. Прежде всего важно подчеркнуть, что древние межледниковые морены типа голоценовых в троговых частях долин, как правило, не сохраняются, будучи уничтоженными в связи с активизацией ледниковых процессов во время последующих оледенений. Далее, контраст в степени промытости и, наоборот, загрязненности морен мелкоземом, выявленный в результате сравнения морен ледникового и межледникового времени, вполне естествен.

Во время отступления ледников, при изменении климатической обстановки в горах в целом или лишь в области абляции величина абляции, измеряемая слоем талой воды, поступающей с ледника, существенно увеличивается, что приводит к значительной переработке конечных и основных морен (не говоря уже об абляционных) тальными водами ледника, к выносу мелкоземистой составляющей моренного материала. В то же время изменение климатической обстановки вызывает заторможенность процессов морозного выветривания и солифлюкции на склонах трогов отступающих ледников, что также сокращает поступление мелкозема к леднику — в боковые и конечные морены. Сокращается и та доля в поступлении мелкозема, которую дает эскарция, — ледники становятся меньше, зона эскарции менее протяженной.

Обратная картина наблюдается в ледниковые эпохи при широком распространении перигляциальных условий. Количество мелкозема увеличивается в элювии, в склоновых отложениях разного типа, на приледниковых склонах активно формируется солифлюксий, мелкозем в огромных количествах поступает в морены и далее в реки, питаемые ледниками, талые воды, иногда достаточно обильные, не справляются с его переотложением. Эта закономерность подтверждается анализом фактического материала, собранного в горных районах юга СССР, а также сравнением условий формирования горно-долинных ледников и их морен с ходом аналогичных процессов в высокогорье (Памир) и высокоширотных районах (Земля Франца-Иосифа, Шпицберген, Антарктика). Так, зеравшанский ледник в концевой его части лишь у правого борта трога перекрыт абляционной мореной, в то время как ледник Федченко, область питания которого лежит существенно выше, чем у зеравшанского ледника, занят абляционными образованиями на значительных пространствах.

Высказанные соображения позволяют в какой-то мере реконструировать обстановку осадконакопления в перигляциальных зонах горных оледенений. Например, применительно к Северному Кавказу установлено, что эта зона, хотя и в ослабленном виде, простиралась до зоны предгорий. Мерзлотные условия с активным проявлением солифлюкционных процессов были характерны для эскарпа Скалистого хребта, что зафиксировано не только для безенгийских, но и для более раннего позднегерского оледенения [26]. Перигляциальная зона занимала склоны трогов и между-речные пространства вплоть до снеговой границы и проникала на юг в пределы крутосклонных скальных массивов в области питания долинных ледников. Эти пространства, лишенные снегового покрова или заснеженные сезонно, были ареной проявления нивально-мерзлотных процессов выветривания, солифлюкционного перемещения суглинисто-щебнистого материала, обрушений в скальных породах, что поставляло обломочный, в том числе мелкоземистый материал на склоны, в боковые, а затем и в конечные морены долинных ледников. Еще определеннее подобная палеогеографическая обстановка устанавливается для бассейна р. Зеравшан в Юго-Западном Тянь-Шане и для многих других долин Средней Азии.

Иначе представляет себе приледниковые условия в горах Кавказа Е.М. Щербакова [41]. Активизацию поступления обломочного материала

на поверхность долинных ледников она увязывает с современностью, считая, что малые размеры и слабая подвижность ледников способствуют их погребению под каменным материалом. Для времени оледенений даже в пределах хребтов предполагаются облекающие толщи фирна-льда, которые питали обширные долинные ледники. Снег и фирн поступали на поверхность ледников в виде лавин, лишенных обломочного материала. Морены формировались за счет обломков, поставлявшихся главным образом экзарацией. Представления Е.М. Щербаковой, очевидно, соответствуют определенным обстановкам современности и времени оледенений, но вряд ли их можно воспринимать как всеобъемлющие. Действительно, в области питания современных ледников Большого Кавказа лавины, содержащие каменный материал, составляют существенную долю приходной статьи их баланса. Но в средней и нижней частях ледников этот источник каменного материала не столь обилен. Верно также, что современные отступающие ледники в концевой части нередко перекрыты абляционной мореной. Но это следствие не столько поступления обломочного материала, сколько его интенсивного вытаявания.

Таким образом, имеющиеся далеко не полные данные указывают на суглинистый характер морен древних оледенений и большую промытость морен голоценовых. Л.Н. Ивановский [9] придерживается мнения о том, что молодые морены грубообломочны и отличаются небольшим содержанием пелитовых фракций, а в древних относительно велико количество песчано-суглинистого материала и щебня. В долинах Чуи и Катуня на Алтае Л.Н. Ивановский фиксирует обилие глинисто-карбонатного цемента не только в моренах, но и в связанных с ними галечниках террас.

Водно-ледниковые (аквагляциальные) отложения. Эта группа отложений в горных условиях по сравнению с равнинными развита менее широко. Выявляются лимногляциальные и флювиогляциальные варианты. Соотношения их с моренами разного типа, а также друг с другом своеобразны.

Наиболее обычный гляциолимний — это осадки сравнительно небольших озер, образовавшихся в тыловой части конечноморенных гряд. Они могут быть непосредственно связаны с подледным стоком со стороны таящего ледника, и тогда в озерных бассейнах отлагается грубый галечный, реже песчаный материал, или оказываются отшнурованными от ледникового стока, сообщаясь с ним лишь во время наиболее обильного поступления талых вод, и тогда это тонкие песчано-глинистые или даже глинистые, слоистые отложения. Могут быть остаточные небольшие озера среди неровностей конечноморенного рельефа, где накапливаются суглинисто-супесчаные разности лимногляциальных осадков.

Ледниковых озер, сохранившихся до ныне, где до сих пор формируются осадки, но уже межледникового типа, довольно много в покинутых льдом трогах Высоких Татр. Есть здесь и чисто экзарационные, залитые водой котловины, образовавшиеся в плотных татранских гранитах. Много их на Кавказе — по притокам Теберды и Кубани (долина р. Гоначхир и др.). Они располагаются в днищах каров северной экспозиции, в пределах трогов, заполненных моренами, перед конечноморенными грядами и

находятся в стадии деградации. Широко распространены они в Юго-Западном Тянь-Шане в верховьях притоков р. Зеравшан (Шинг, Кшут, Искандердарья, Пасруддарья). Не менее часто встречаются следы бывшего существования таких озер в разрезах ледниковых отложений в виде линз тонкослоистых глин, песков, мелкой гальки. Глинистые разности обнаружены в каракельских моренах на р. Теберде. В полном соответствии с холодным приледниковым климатом они содержат редкую пыльцу ксерофитов [11]. В ледниковые эпохи озера подобного типа формировались у фронта активных льдов ежесезонно и также ежесезонно (или несколько реже) исчезали, поставляя в долины огромное количество обломочного материала разной размерности и формируя селевые фации среди флювиогляциальных и аллювиальных отложений. Особенностью озер подобного типа является то, что они не нарушают транзитного перемещения обломочного материала от гор к равнинам.

К этой группе озер тесно примыкают термокарстовые, образующиеся в пределах дистальных частей ледниковых потоков, перекрытых абляционной мореной. Они эфемерны, возникают на разных стадиях таяния ледовой толщи и, как правило, довольно быстро заполняются осадками. Относительно древние заполнения при деградации льда превращаются в небольшие супесчано-суглинистые камоподобные холмы. Озерные ванны поздних стадий деградации сохраняются в моренном рельефе иногда вплоть до настоящего времени. Особенно характерен подобный озерный рельеф для ледников подножий, выходящих на плоские высокогорные плато или в межгорные долины, например, типа Алайской.

Кроме осадков мелких озер, связанных с конечными моренами долинных ледников, лимногляциальными принято считать отложения достаточно крупных озерных бассейнов, процесс заполнения которых происходил в условиях ледового седиментогенеза. Это могут быть осадки озер, подпруженных ледниками, выходящими из боковых долин, а также озер, возникших в связи с активизацией дефлюкционно-оползневых процессов в перигляциальных условиях. Могут формироваться лимногляциальные отложения и в озерах, возникших вследствие тектонического подпруживания долин или опусканий их отдельных участков. Во всех этих случаях нарушается или существенно замедляется процесс переноса обломочного материала от гор к равнинам. Долинная седиментация сменяется озерной.

Среди флювиогляциальных отложений выделяются интра- и перигляциальные. Интрагляциальный вариант в горах — большая редкость. Озоподобные гряды, если и выделяются среди морен, то имеют обычно небольшую протяженность — первые десятки метров. Их нет на Кавказе, но они, так же как и весьма характерные камовые террасы, описаны для алтайских ледоемов в работах П.А. Окишева и других исследователей.

Чаще можно встретить подобные формы рельефа в связи с предгорными моренными накоплениями (например, в альпийских предгорьях). Шире развиты перигляциальные варианты. Но и здесь имеются трудности. Проблема обособления флювиогляциальных отложений в горных долинах до сих пор разработана далеко не в полной мере. Еще недавно В.П. Ренгар-

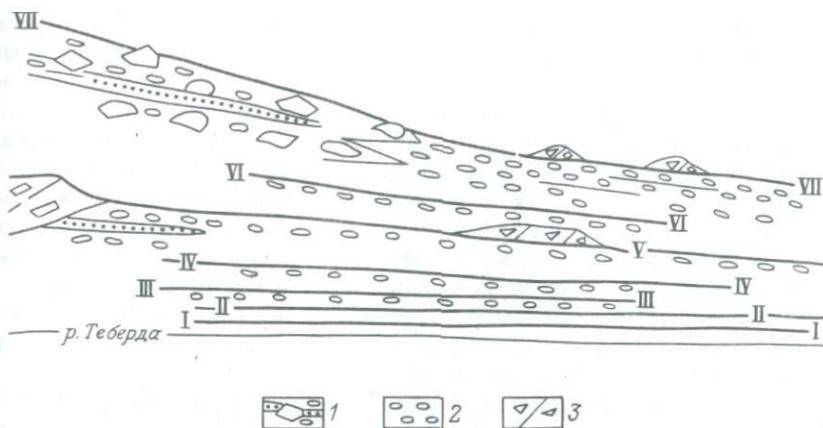


Рис. 18. Флювиогляциальный свал к седьмой террасе р. Теберды близ устья р. Муху
 1 — флювиогляциальные отложения; 2 — галечный аллювий; 3 — морены. Римские
 цифры — номенклатура террас

тен, А.Л. Рейнгард и в какой-то степени Г.Ф. Мирчинк допускали флювиогляциальное происхождение всего комплекса террасовых галечников Большого Кавказа, а также других горных районов. Делалось это в значительной мере под влиянием идей А. Пенка, Е. Брюкнера, В. Зергеля и ряда других представителей их школы. Сохранился подобный подход к проблеме и в более поздних обобщениях (Л.А. Варданыц, К.Н. Паффенгольц, Д.В. Церетели).

В своей последней сводной работе по четвертичной геологии Кавказа А.Л. Рейнгард уже не высказывается по этому поводу столь определенно, как ранее, а подавляющее большинство исследователей послевоенного периода (И.Н. Сафронов, П.В. Федоров, Г.И. Горецкий) пишет только об аллювиальных отложениях. При этом предполагается не вполне обязательное или вообще не обязательное соответствие галечных свит, слагающих террасы горных долин, оледенениям или их стадиям. Иногда галечные свиты террас прямо сопоставляются с межледниковьями, если не в целом, то частично [3]. При таком, в принципе, правильном подходе проблема обособления горных вариантов флювиогляциальных отложений долгое время оставалась неясной. Дело в том что в горах талые ледниковые воды в большинстве случаев сразу попадают в пределы трогов, и поток, нагруженный обломочным материалом, с самого начала формирует валуно-галечные свиты по аллювиальному образцу. Неопределенность возникла из-за недостаточной детальности проводившихся исследований. В 1962 г. почти одновременно вышли две работы — автора и Г.И. Горецкого. Они внесли ясность в рассматриваемую проблему. Было установлено, что в троговой части долины Теберды с приближением к зоне конечных морен поверхность некоторых террас, относящихся к позднему плейстоцену, испытывает резкое увеличение крутизны, галечный аллювий, слагающий террасы, замещается толщами значительной мощности и более сложного

строения. В качестве примера можно привести строение седьмой надпойменной террасы р. Теберды (рис. 18), высота которой с приближением к зоне конечных морен на расстоянии 2–3 км возрастает с 35 до 60 м. У с. Верхняя Теберда она сложена обычным для горного аллювия валуно-галечным материалом мощностью около 10 м, но по мере того как вверх по реке мощность отложений растёт, среди галечников появляется большое количество песка — вплоть до крупных линз. Увеличивается количество валунов, появляются глыбы пород ближнего и дальнего переложения. Столь разнородный по гранулометрическому составу материал мог накапливаться в пределах долины лишь в случае избыточного его поступления, когда воды тающего ледника не справлялись с переносимой ими твердой составляющей. Об этом свидетельствует и возрастание мощности отложений по всему сечению трога.

Подобные толщи слабо сортированного обломочного материала, разнородные по гранулометрическому составу, обладающие повышенной мощностью и образующие в рельефе трогов наклонные поверхности, более крутые, чем это свойственно обычным террасам, как раз и следует, в отличие от аллювиальных, называть флювиогляциальными. В пределах Тебердинского трога, кроме седьмой террасы, аналогичными отложениями сложена восьмая терраса. Сходная по облику глыбово-песчано-галечная толща значительной мощности подстилает морены в устье р. Муху.

Еще более эффектны флювиогляциальные толщи в троговой части долины Кубани. У с. Карт-Джурт флювиогляциальная толща валунного состава слагает наклонную террасу высотой 120 м. Здесь же можно наблюдать древнюю и мощную флювиогляциальную толщу, также валуно-галечного состава, с линзами песка, с отдельными глыбами кристаллических пород и даже с прослоями морены абляционного типа. Мощная (более 40 м) валуно-глыбовая толща с насаженными на нее боковыми моренами располагается близ устья р. Уллу-Хурзук. Г.И. Горещкий [3] называет наклонные флювиогляциальные террасы "дельтами-соловарками" по аналогии с подобными формами Кольского полуострова. Но поскольку эти "дельты" в горных долинах ограничены бортами трогов, естественнее говорить о флювиогляциальных скатах или свалах, что отражает особенности процесса накопления отложений.

Важно подчеркнуть присутствие в разрезах флювиогляциальных террас-скатов собственно ледниковых, моренных образований. Это доказывает соответствие каждого такого ската или свала длительному стоянию края ледников в том или ином сечении трога, хотя конечных морен они и не образовывали [11, 41]. Для края ледников было характерно состояние подвижного равновесия, когда таяние компенсировалось поступлением льда.

Флювиогляциальные террасы — свалы и конусы — фиксировались многими исследователями, начиная с А. Пенка и Э. Брюкнера. Уже они писали о переходных конусах, связывающих конечные морены с террасами. Предполагалось, что конусы эти формировались в процессе размыва конечных морен. Представления о переходных конусах для альпийских предгорий развивают последователи А. Пенка и Э. Брюкнера, причем в

предгорной зоне, где талые воды не были ограничены склонами трогов, термин "переходный", "флювиогляциальный", иначе говоря, "зандровый конус" в полной мере соответствует действительности.

В СССР о формах переходных конусов пишут исследователи Горного Алтая, в частности, для долин Катуня, Чуи и их притоков (Джасатер, Аргут, Ирбитсу, Тюте и др.). Л.Н. Ивановский [9] указывает на быстрое снижение поверхности террасы высотой 28—30 м от конечных морен вниз по долине р. Ирбитсу в сторону Чуйской степи. В долине р. Тюте на северных склонах горного узла Биш-Иирду древнейшие конечные морены также связаны с речными террасами галечными переходными конусами. Высота древнейшего галечного конуса превышает 80 м. Конус, связанный с более молодой конечной мореной, снижается вниз по течению реки с 40 м до 7 м.

Ф.Н. Шахов пишет о переходе морен в террасы для долины р. Коксу в Самахинской степи. Относительная высота флювиогляциальной террасы превышает 60 м. Характерно сокращение размеров конусов — свалов от древних конечных морен к более молодым, вплоть до полного их отсутствия в связи с моренами последних голоценовых стадий оледенения. Это вполне соответствует наблюдениям, сделанным на Кавказе [11]. Флювиогляциальные отложения формирует в своей дистальной части не всякий ледник, а только тот, который в процессе таяния поставляет в долину избыточное количество обломочного материала. Могут быть ледники, тающие относительно спокойно, и в этом случае от самого ледника начинается формирование аллювия.

Однако помимо рассмотренных, в ряде случаев можно обнаружить и более сложные обстановки накопления флювиогляциальных отложений. В долине р. Терек ниже Дарьяльского ущелья имеется серия террас, формирование которых относится к началу позднего плейстоцена. Самая высокая из них (до 170 м над Терекком) построена своеобразно. В ее разрезе среди валунных и галечных слоев, содержащих большое количество песчано-гравийного материала, можно видеть не менее мощные (до 12 м) мелкощебнистые прослои, в которых как бы во взвешенном состоянии располагаются отдельные угловатые валуны. Щебень и галька плотно сцементированы гравийно-песчаным мелкоземом, окатанность которого несовершенна. В верхней части разреза прослеживается глыбовый горизонт — следы перемыва морены, отложенной ледником, некогда выходявшим из Дарьяльского ущелья в Озмийскую котловину. Терраса формировалась в тесной связи с таянием льдов, в условиях избыточной аккумуляции. Это типичные флювиогляциальные отложения. Весьма характерны мелкощебнистые пакки с незакономерно размещенными в них крупными валунами, почти всегда ориентированными тяжелой стороной вниз — следы прохождения по долине вязких селевых потоков, переносивших валуны во взвешенном состоянии. Мощность флювиогляциальных отложений не менее 80 м. Поверхность террасы круто наклонена в дистальном направлении по отношению к краю льдов — до 8 м на 1 км.

Вниз по течению Терека особенности строения этой толщи, вызванные активной аккумуляцией и селевым режимом потока, прослеживаются до

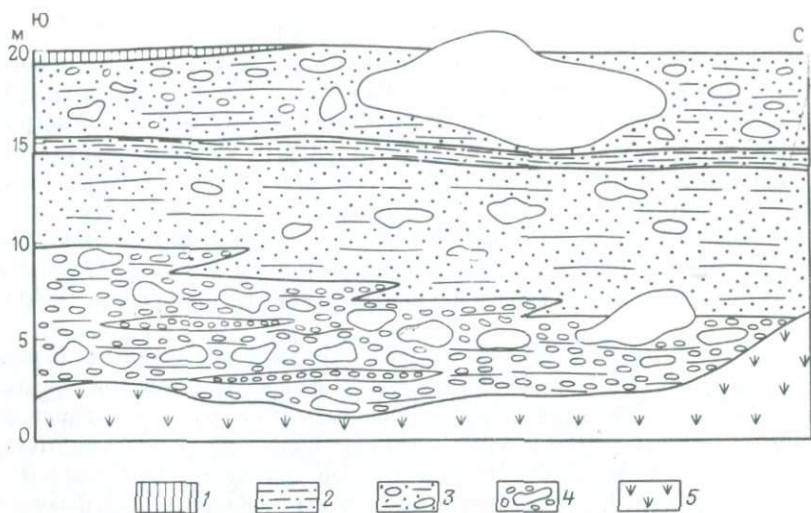


Рис. 19. Разрез 50-метровой террасы Терека у пос. Редант-2 (р-н г. Орджоникидзе)
 1 – суглинки; 2 – супеси; 3 – пески с валунами; 4 – галька и валуны; 5 – задернованный склон

погружения ее под уровень Осетинской впадины у г. Орджоникидзе. Здесь у пос. Редант-2 среди песчано-галечных отложений, слагающих эту террасу, известны скопления крупных глыб дарьяльских гранитов (рис. 19), принимавшиеся ранее за морену рисского оледенения (А.Л. Рейгард, В.И. Громов, А.Е. Кривоуццкий).

Подразделение лимно- и флювиогляциальных отложений на "теплые" и "холодные" варианты может быть проведено на следующей основе: современный "теплый" приледниковый лимний, в отличие от "холодного", имеет малые объемы и биогенную составляющую; флювиогляциальные отложения в связи с современными ледниками не формируются.

ФЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Флювиальные отложения включают в себя такие важные для стратиграфии антропогена горных районов генетические типы, как аллювий и пролювий. Е.В. Шанцер [39, 40] объединяет их в флювиальную группу, входящую вместе с лимнической в водный (аквальный) парагенетический ряд генетических типов. Однако, сравнивая условия и процессы седиментации в флювиальной среде (русловые водные потоки) и в спокойной озерной, легко прийти к выводу о необходимости обособления соответствующих отложений в ранге относительно более высоком. В данной работе вместо одного парагенетического ряда – аквального, выделяются два – флювиальный и лимнический, причем они рассматриваются как равноправные.

Аллювий. В настоящее время аллювий равнинных рек достаточно

полно изучен, по крайней мере, в пределах северного полушария (Е.В. Шанцер, Г.И. Горецкий, Ю.А. Лаврушин). Сравнительно недавно появились работы (А.В. Кожевников, И.П. Карташов, А.А. Чистяков и др.), специально рассматривающие результаты изучения аллювия горных рек или касающиеся соответствующих вопросов в той или иной степени. Все же, если иметь в виду многообразие аспектов этой проблемы, можно сделать вывод о меньшей изученности горного аллювия по сравнению с равнинным.

Как уже неоднократно отмечалось ранее, горный аллювий отличается от равнинного большей крупностью гранулометрического состава, преобладанием русловых, редуцированностью пойменных и старичных фаций. Формирование руслового аллювия горных рек определяется прежде всего гидродинамическими особенностями потоков. Среди главных факторов, определяющих эти особенности, А.А. Чистяков [37] указывает расходы воды и уклоны русел. Следует добавить еще нагруженность речного потока, соотношение количества воды и обломочного материала, перемещаемых в пределах горных долин. И.П. Карташов [10] считает, что перенос реками рыхлого материала — это наиболее важная сторона их деятельности, что ни одну реку нельзя рассматривать как простой поток воды.

Большим достижением исследования А.А. Чистякова является суммирование и анализ данных по режиму стока, гидродинамике, транспорту взвешенных и влекомых наносов в горных реках, которые до того были разбросаны в многочисленных гидрологических изданиях. Рассматривая строение русловых отложений, он выделяет три гидродинамических обстановки: русла однорукавные прямолинейные, однорукавные изгибающиеся и разветвленные. Общие для них, несомненно, стрежневые и пристрежневые фации аллювия. Стрежневая фация представлена грубым материалом, так как соответствует наиболее активной гидродинамической обстановке, пристрежневая сложена значительно более мелкими в гранулометрическом отношении наносами. Грани между этими фациями нечувствительны, хотя крайние составляющие ряда существенно разнятся.

Очень важно воспринятое у гидрологов понятие самоотмостки. Это слой стрежневых, как правило, валунных отложений, крупность которых такова, что они не могут быть перемещены потоком при данной силе течения. В краевых частях русел горных рек крупновалунные фации возникают вследствие поступления глыбового материала со склонов или из боковых притоков — это фация прибортовой отмостки.

Весьма характерны также выделенные А.А. Чистяковым фации подпруживания и природных экранов, формирующиеся перед и за струенуправляющими перемычками разного рода. От главных русловых фаций, описанных выше, они отличаются более мелким гранулометрическим составом. Большим сдвигом в изучении горного аллювия является обособление гидродинамической обстановки изгибающихся русловых потоков и выделение соответствующей группы фаций. Речь идет прежде всего о формировании фации прирусловых отмелей [12]. Они отчетливо выражены в русловой зоне многих рек Карпат, Крыма, Кавказа, имеющих не слишком большие уклоны русел. А.А. Чистяков [37] называет эту фацию

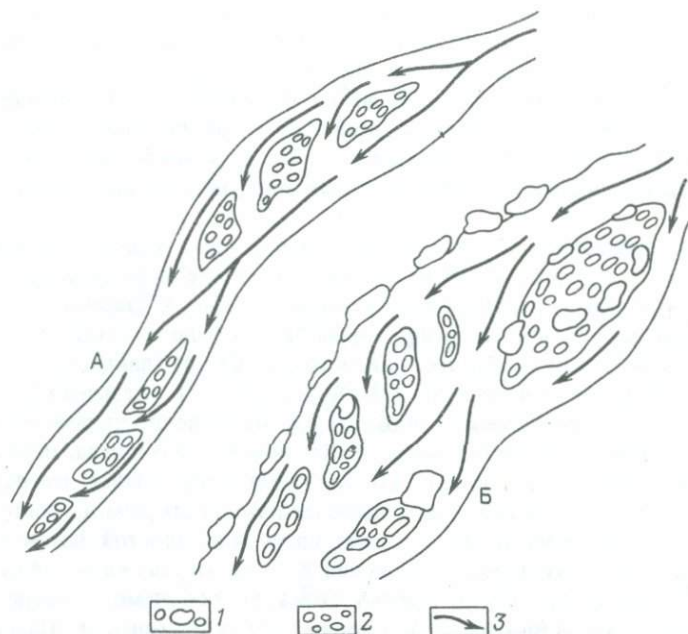


Рис. 20. Фуркация русел горных рек, намыв и последующее расчленение отмелей. А — р. Поджумок у ст. Белый Уголь (Центральное Предкавказье). Б — р. Азау (подножие Эльбруса)

1 — крупные валуны; 2 — мелкие валуны; 3 — направление течения

побочевой. Сложена она самым разнообразным по гранулометрическому составу материалом вплоть до мелковалунного. В рельефе отмелей отчетливо выделяется пологий прирусловой склон и крутой противоположный, часто подчеркнутый второстепенным руслом. Само существование прирусловых отмелей, их строение, направление небольших проток косо по отношению к главному руслу пересекающих отмели, указывают на существование боковых составляющих главного руслового потока, направленных в сторону выпуклого берега (рис. 20).

Причины, создающие разные гидродинамические обстановки на горных реках и приводящие к образованию однорукавных и многорукавных русел, могут быть подразделены на внешние, ограничивающие деятельность потока, и внутренние, ему самому свойственные. Действительно, если река течет по плотным скальным породам и к тому же пересекает зону тектонического поднятия, то русло вынуждено оказывается однорукавным. В расширениях долин поведение потока зависит от уклона русла, расходов воды и количества переносимого им обломочного материала. При значительных уклонах потока чем больше количество переносимого им материала, тем сложнее тип русла. Оно видоизменяется от однорукавного прямолинейного к однорукавному изгибающемуся и далее к разветвленному.

Для рек Карпат, Кавказа, Средней Азии характерно наличие главного русла и многих второстепенных. Среди последних лишь ближайшие к главному руслу являются действующими в межень. Вся система становится активной только во время паводков. Рассматривая подобную обстановку седиментации, мы сталкиваемся с проблемой выделения в горных долинах пойменных пространств, противопоставляемых главному руслу. Известно, что поймами называются участки речных долин, заливаемые паводковыми водами. Применительно к горным рекам имеется более точное определение — сложенные аллювием современные днища долин, примыкающие к руслу и активно перерабатываемые им в процессе горизонтальных его перемещений [10]. Второе определение удачно дополняется первым. С чисто морфологических позиций современные днища горных долин, не заливаемые в меженное время, по отношению к главному руслу занимают такое же положение, как и поймы равнинных рек. На этом основании А.А. Чистяков [37], вслед за Р.С. Чаловым, обособляет в горных долинах *русло и пойму* и подразделяют последнюю на три разновидности — скелетную, побочную и проточно-островную. Все это верно, но с одним существенным отличием от пойм равнинных: на поймах горных рек нет или почти нет осадков пойменной фации в принятом понимании, т.е. отложенных из взвешенного состояния. Дело в том что каждый раз во время паводков рельеф этих пойм, отложения его слагающие, полностью или существенно переформируются. В отличие от рек равнинных, в горах осадки из взвешенного состояния могут осаждаться лишь во время спада паводковых вод и с каждым следующим паводком переносятся вниз по течению.

Очень важно для понимания природы пойм горных рек представление о зоне фуркации, развитое Е.В. Шанцером для равнинных рек. Горные поймы входят в зону фуркации. Зона фуркации типична для обстановки разветвленных русел, независимо от их дифференциации по характеру режима. Ширина зоны фуркации во время каждого паводка зависит от величины жидкого стока, от нагруженности потока обломочным материалом. Чем больше воды, чем больше переносимых наносов, тем разветвленнее поток и шире зона фуркации.

В зоне предгорий обстановки накопления и фации аллювия постепенно меняются. Уклоны русел все еще велики, водность транзитных рек значительна, но именно здесь при спаде паводковых вод из взвешенного состояния в массовом количестве начинает выпадать пойменный наилок супесчано-суглинистого состава, формируется пойменная фация аллювия предгорий. На некотором удалении от гор поверх песчано-галечных русловых отложений различного фациального состава, особенно на высокой пойме, появляется сплошной покров пойменных супесей и суглинков (рис. 21).

Для понимания процессов, протекающих в руслах горных рек, очень важно учение о динамических фазах накопления аллювия, развитое В.В. Ламакиным, а затем Е.В. Шанцером, Ю.А. Лаврушиным и И.П. Карташовым. Речь идет об инстративной, перстративной и констративной фазах аккумуляции аллювия в речных руслах. От того, в какой фазе находится



Рис. 21. Разрез высокой поймы р. Кубани у г. Невинномысска

1 – галечник; 2 – песок; 3 – суглинок

горный поток, зависят мощности аллювиальных отложений. При обсуждении причин, объясняющих различия в мощностях аллювиальных отложений на разных отрезках горных долин, необходимо рассмотреть некоторые понятия, имеющие прямое отношение к этой проблеме.

Прежде всего это понятие о динамическом равновесии рек, при котором активно идущие в ее русле процессы размыва и отложения взаимоконтролируются. Подобное состояние определяется равновесием между количеством выносимого рекой и поступающего в нее материала. Оно обозначено И.П. Карташовым [10] как баланс рыхлого материала. Если он нулевой, то как раз и наступает равновесное состояние. Представления эти, достаточно логичные и несомненно отражающие реальный ход событий, перекликаются с положениями, высказанными другими авторами. Таково, в частности, положение об относительной нагрузке потока (М.Д. Гаврилов, Ю.А. Лаврушин, А.В. Кожевников). От соотношения между количеством воды и обломочным материалом, переносимых рекой, зависит вступление потока в ту или иную динамическую фазу на том или ином отрезке долины и уже в полной мере с ним связаны соответствующие этим фазам типы строения аллювия – инстративный, перстративный и констративный [10]. В соответствии с типами обстановок; отмеченными выше, можно предположить для однорукавных прямолинейных русел инстративный тип отложения и строения аллювия, для однорукавных изгибающихся – перстративный, а для разветвляющихся многорукавных – констративный. И.П. Карташов считает, что само ветвление потока не могло бы возникнуть без некоторого избытка в нем обломочного материала. В противоположность констративным условиям однорукавные русла и их преимущественно грубый аллювий связываются с отрицательным балансом рыхлого материала. Особенно интересны представления о формировании перстративного аллювия. Он ставит знак равенства между обстановкой перстративного отложения аллювия и динамическим равновесием речного потока. С равновесной, перстративной обстановкой формирования аллювия связывается представление о речной абразии, о "нормальной ширине" перстративных пойм, о "нормальной мощности" аллювия горных рек. Считается, что для потоков, находящихся в этой стадии, характерны меандрирующие русла с соответствующей дифференциацией аллювия на русловую, пойменную и старичную фации.

Весьма логичные представления разработаны И.П. Карташовым для среднегорных районов Северо-Востока. Они, несомненно, имеют всеобщее значение, но приложение их к условиям горной зоны юга СССР, особенно к формированию аллювия реками активного ледникового питания, требует некоторых разъяснений и дополнений. Дело в том что меандрирующие русла в типичном своем выражении в рассматриваемых горных районах почти не встречаются; преобладают фуракция и условия седиментации, приближающиеся к констративным. Исключение составляют реки Северной Монголии и Забайкалья, где по Селенге и ее притокам (Уда, Чикой, Джиды и др.) меандрирование развито очень широко.

Зона фуракции обычно не распространяется на всю ширину меженной поймы. Несмотря на некоторый избыток обломочного материала, поступающего в поток, она не просто расширяется, смещается в плане от паводка к паводку и в процессе смещения не только настигает, но и перестилает аллювий. Во всяком случае, при этом не образуется аллювия избыточной мощности. Мощность аллювия, формируемого таким потоком, чаще всего не превышает или немного превышает характерную для перстративных условий. В этом случае поток, находящийся в констративной фазе аккумуляции, обладает ярко выраженной тенденцией к расширению фуракционной зоны и, следовательно, к боковой эрозии. Потоки такого типа размывают и полностью перерабатывают морены, склоновые шлейфы бортов трогов, расширяют долины. Во время паводков переформируется вся система русел, происходит транзит насосов. Подобные обстановки характерны для рек ледникового питания в троговых частях долин, а также для тех участков, в пределах которых реки выходят из гор в межгорные и предгорные впадины. Констративное наслоение аллювия происходит в связи с элементарным паводком, но следующий паводок, хотя бы суточный, насливая материал в пределах своей зоны фуракции, способствует ее смещению в плане и переработке аллювия, наслоенного ранее.

Таким образом, не только с перстративными, но и с констративными условиями подобного типа можно связывать представления о "нормальной мощности" аллювия и "нормальной ширине" пойм и террас горных рек. Какие-либо расчеты, опирающиеся, как это делается на равнине, на разность средних высот паводков и глубин плесов, здесь не проходят, получаемые цифры оказываются много больше наблюдаемых. Выручает ритмичность строения аллювиальных отложений. Каждая аллювиальная свита состоит из одного или нескольких слоев, начинающихся валунником (стрешневая фация самоотмоксти) и завершающихся мелким галечником горных пойм. Каждый такой слой есть результат смещения зоны фуракции. Средняя мощность этих слоев в разрезах пойм и низких террас дает нам исковую величину 2—3 м. Аналогичным образом, путем замеров ширины пойм (включая русло) в разных сечениях долин можно получить среднюю "нормальную ширину" пояса фуракции для современных условий. Конечно, эти величины будут меняться для разных долин с разным типом питания.

Таковы обстановки формирования голоценового аллювия. Подмеченные закономерности относятся прежде всего к современным руслам горных рек.

Далее анализируются обстановки накопления и строения древнего аллювия горных рек, делается попытка выяснить, чем отличается древний аллювий от современного. Если рассматривать низкие террасы горных рек, то в большинстве случаев отличий не будет. Многочисленные их уровни в долине р. Зеравшан на территории Захматабадской и Пенджикентской котловин сложены русловым валунно-галечным аллювием перстративного типа. Аллювий, как правило, имеет малую мощность (до 4 м). Аналогичные системы низких террас изучены в долинах Сулака, Кубани и многих других рек Большого Кавказа. Отличаются они друг от друга только по ширине и степени дробления на дополнительные уровни. Характер аллювия террас меняется по мере приближения к верховьям. В деталях эти изменения прослежены в троговой части долины р. Теберды. Аллювий самых низких террас (первых трех) сохраняет свой перстративный облик, но четвертая (17–18 м высоты) сложена мощным валунным аллювием. Еще более своеобразна пятая терраса. Галечник в ее разрезе содержит крупные валуны, часто плохо окатанные, угловатые, замещается галечными песками, иногда мелкозернистыми, включающими иловатые прослои. Аккумулятивная терраса имеет высоту 20 м. Слоистость аллювия горизонтальная, наслоен он явно констративно. Выдержанность высот поверхности террасы отличает ее от более высоких наклонных флювиогляциальных террас — скатов, расположенных здесь же. Аллювий террасы сформирован при режиме реки, отличном от современного, величина отношения объема твердого стока к объему воды в реке была значительной. Это типичный аллювий горной реки ледникового питания, ледниковый аллювий, аллювий "холодный", несмотря на содержащиеся в нем относительно теплые спорово-пыльцевые спектры. Край гтаявшего ледника и окружающая его перигляциальная обстановка, поставившие значительные объемы воды и обломочного материала, были удалены от этого сечения долины.

Более мощные и лучше обнаженные толщи валунно-галечного аллювия слагают систему низких террас в троговой части долины р. Зеравшан в Юго-Западном Тянь-Шане, выше кишл. Матча. Особенно эффектна сабахская терраса, сливающаяся с мощным конусом выноса ее правого притока р. Сабах. На 130 м над урезом Зеравшана возвышается отвесная стена, сложенная однообразными серыми валунно-галечными отложениями. Это типично констративная толща, где валунные горизонты руслового аллювия сменяются вверх галечным материалом, затем снова следует валуник и т.д. Мощность каждой такой пары слоев не более 3–4 м. В разрезе сабахской террасы каждый паводковый слой по типу строения и мощности соответствует современному троговому аллювию Зеравшана. Однако троговый аллювий после каждого крупного паводка нацело переформируется. В данном случае слои наслаивались, составляя констративную толщу.

Явные признаки особых субледниковых условий формирования низких террас в троговых частях долин не могли не сказаться на строении тех же террас ниже по течению рек. Нагруженность потока обломочным материалом при формировании террас реками ледникового питания была

такова, что поток, в обстановке накопления аллювия, близкой к констративной, энергично расширял долину. Именно такая обстановка способствует максимально возможному расширению днищ горных долин. Чисто перстративные, равновесные условия не дают такого эффекта. Лишь некоторый избыток обломочного материала заставляет зону фуркации непрерывно смещаться, подрезая склоны долин. Это и есть фаза речной абразии.

В долинах горных рек, вне трогов, кроме рассмотренных, есть террасы, сложенные мощным валунным аллювием. Это комплекс террас средних высот. Впрочем, высокие и даже наиболее высокие террасы могут быть построены по тому же типу. Террасы средних высот известны практически во всех крупных горных долинах, но особенно они эффективны для рек Средней Азии — Сурхобу, Зеравшану, Соху, Чаткалу. На Зеравшане мощность валунных отложений в разрезах террас этого комплекса достигает 60 м. Эти однообразные чередующиеся валунные и галечные слои слагают фации русловых потоков. Долина Зеравшана во время накопления этих толщ была занята разветвленными руслами, причем зона фуркации активно перемещалась, перерабатывая ранее отложенные и наслаивая новые паводковые слои. Мощность паводковых слоев в таких разрезах достигает 6 м, что вдвое больше нормальной мощности аллювия в разрезах современных констративных пойм горных рек. Режим потоков отличался от современных по расходам воды — т.е. они были значительно выше тех, которые дают современные реки ледникового питания. Не было недостатка и в обломочном материале.

Есть основания связывать накопление подобных толщ с условиями формирования жидкого и твердого стока рек в приледниковой обстановке, создавшейся в конечной части крупных плейстоценовых ледников, находившихся в состоянии неустойчивого равновесия. О реальности подобных предположений свидетельствует строение таких толщ в непосредственной близости от края ледника, в связи с предполагаемым стоянием которого они формировались. В левобережье Зеравшана у кишл. Матча на 300 м над рекой возвышается терраса, сложенная в верхней части своеобразными речными отложениями, в основном валунными, но содержащими большое количество плохоокатанных или вообще лишь слегка сглаженных глыб дальнего заноса (размер 2—3 м по длинной стороне) в сочетании с обилием в этих валунниках песчано-гравийного и мелкогалечного материала. Мощность слоев, отличающихся крупностью обломков, содержанием песчано-гравийной составляющей достигает 5—7, даже 10 м. Велика фациальная неоднородность толщ: гравийно-глыбовые слои нередко замещаются песчано-галечными. Ее суммарная мощность 50—60 м. По своему строению эти отложения близки к флювиогляциальным, но неизменность их мощности на большом протяжении долины позволяет говорить об аллювии. Имеется в виду ледниковая его разновидность.

Возникает вопрос о механизме перемещения столь крупных глыб речным потоком. Условия залегания глыб среди песчано-галечного материала, удаленность соответствующих разрезов от бортов долины не допускают появления их в аллювии иным путем. Вместе с тем расчеты показывают,

что обычный водный поток даже при значительных уклонах русла не способен перемещать глыбы размером более 2 м в диаметре на значительные расстояния. Необходимы особые условия стока, очень высокая (пусть кратковременная) насыщенность потока обломочным материалом и переход потока в селевое состояние. Выше были указаны горизонты селевого типа в разрезах флювиогляциальных отложений горных рек. При переходе от зоны флювиогляциальных свалов к зоне обычной речной аккумуляции селевое состояние потока может сохраняться еще долгое время. Как известно, сели подразделяются на вязкие (структурные) и жидкие (текучие, турбулентные). В аллювии горных рек можно выявить следы как тех, так и других. В частности, глыбы, залегающие в разрезе террасы средних высот у кишла Матча на Зеравшане, перемещались при состоянии потока, близком к жидкому селю. На это указывает залегание глыб в слоях, содержащих значительное количество песчано-гравийного материала, имеющего очень слабую степень окатанности.

Следы деятельности вязких, структурных селей в разрезах террас, относящихся к верхнему плейстоцену, известны на Кавказе в долинах левых притоков Терека — Гизельдона и Уруха. В первом случае по левому берегу реки между селами Гизель и Верхняя Саниба на слое валунника и крупной гальки лежит с признаками кривой слоистости комковатая серая супесь, содержащая щебень юрских сланцев, обломки известняков, слабо окатанные гранитные валуны. Мощность супесчаного слоя достигает 10 м и более. К югу в том же разрезе она расслаивается и перекрывается горизонтально слоистыми валунниками. Серые супеси с валунами внешне похожи на морену, но сочетание их с валуно-галечным аллювием таково, что в селевой их природе вряд ли можно сомневаться. Особенно ясно видны подобные соотношения по Уруху близ устья р. Хазныдон (рис. 22). Крупноглыбовые накопления (до 20 м мощностью), состоящие из известняков верхней юры, сцементированы гравийно-щебнисто-супесчаным заполнителем. В них с юга вклинивается мощный (6 м) хорошо окатанный типично аллювиальный валунник.

Захоронение селевых отложений оказалось возможным в связи с констративным характером наслоения аллювиальных толщ. В условиях перстративного режима потока селевые отложения любого типа перемываются. В аллювии остаются лишь отдельные глыбы — безмолвные памятники былых грандиозных процессов. Селевые отложения в констративных аллювиальных толщах горных рек являются характерным их признаком и с полным основанием могут рассматриваться как селевая фацция аллювия.

В данном разделе уместно обсудить еще одну проблему, имеющую прямое отношение к формированию аллювия и террас горных рек. В связи с работами на Кубани, Тереке, Сулаке и особенно на Зеравшане выяснилось, что в подошве аллювия, слагающего террасы, имеются крупные неровности, а иногда и глубокие врезы. Часто аллювий, заполняющий их, перекрыт аллювием более молодой террасы. Гораздо реже наблюдаются его постепенные переходы к аллювию, слагающему террасу. В этом случае врез и терраса близки по возрасту.

Древние врезы, заполненные аллювием, встречаются в левобережье

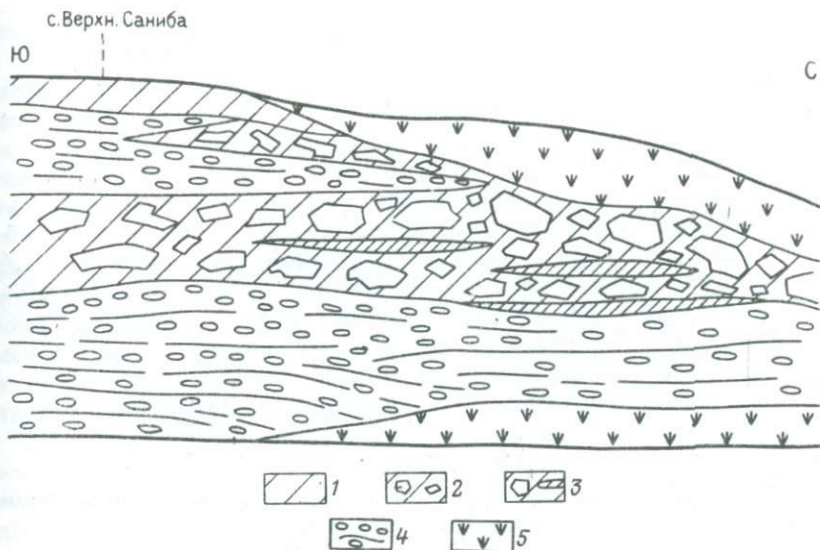


Рис. 22. Разрез 50-метровой террасы р. Гизельдон у с. Верхняя Саниба

1 – суглинки; 2 – валунно-глыбовые селевые образования; 3 – то же, с прослоями суглинков; 4 – валунно-галечный аллювий; 5 – задернованный склон

Терека, сразу к северу от Дарьяльского ущелья у сел Цдо, Нижний Ларс, Чми и Озми [27]. Их три. Они последовательно прислонены друг к другу. Самый древний своим основанием уходит под уровень поймы, более молодые расположены существенно выше (рис. 23). Аллювий, заполняющий относительно древний врез, внизу преимущественно валунный, в средней части – валунно-галечный, в верхней – валунно-галечный с обильной песчано-гравийной составляющей. Особенностью аллювия является обилие в нем эффузивного материала, свежей, необработанной пироклаستيку, что указывает на влияние сингенетичных извержений вулканов казбекской группы. Вверх этой мощной толщи (до 100 м) у с. Цдо размыт, а у с. Озми надстраивается флювиогляциальными отложениями 170-метровой террасы Терека. Врез средней глубины выполнен валунно-галечными слоистыми песчано-гравийными отложениями (40 м), среди них расположена крупная линза алевритов, свидетельствующая о временной подпруде речного потока. Верхняя часть разреза (30 м) – валунно-галечная, типично перестративная, с явными признаками сортировки и многократного переотложения материала. У с. Озми над этими свитами располагается грубообломочный валунный констративно наслоенный аллювий с большим количеством песчано-гравийного материала. Эта верхняя свита слагает 120-метровую террасу Терека, по ширине значительно более широкую, чем соответствующий ей относительно древний врез терского русла. Самый молодой врез из трех упомянутых (рис. 24) заполнен обычным валунно-галечным аллювием мощностью до 40 м; в нижней части отмечены линзы песка, что в узкой долине столь мощного

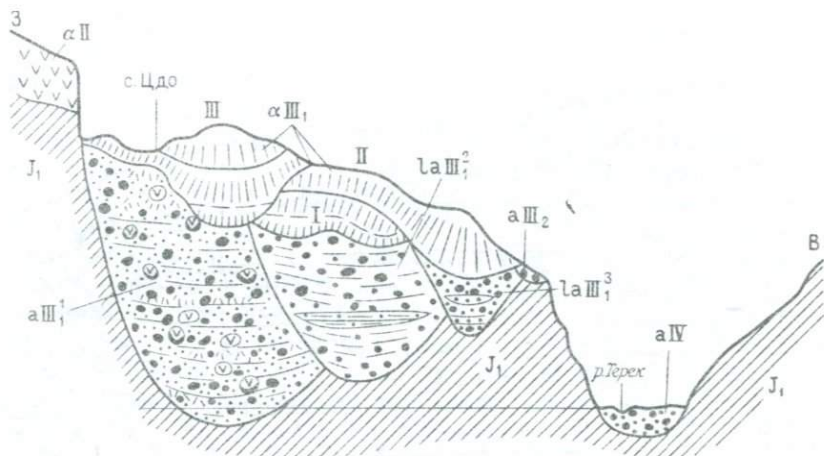


Рис. 23. Строение долины Терека ниже с. Казбеги (у с. Цдо). По Е.Е. Милановскому и Н.В. Короновскому [27]

aIV – голоцен, пойменный аллювий. Верхний плейстоцен: aIII₂ – аллювий, поздняя генерация; aIII₁ – то же, ранняя генерация; laIII₂ – озерные слои среди аллювиальных отложений, ранняя генерация; laIII₃ – то же, поздняя генерация. Лавовые потоки различных генераций (I–III) αII – андезиты среднего плейстоцена; αIII₁ – то же, верхнего плейстоцена, ранние генерации; J₁ – нижнеюрские метаморфические сланцы

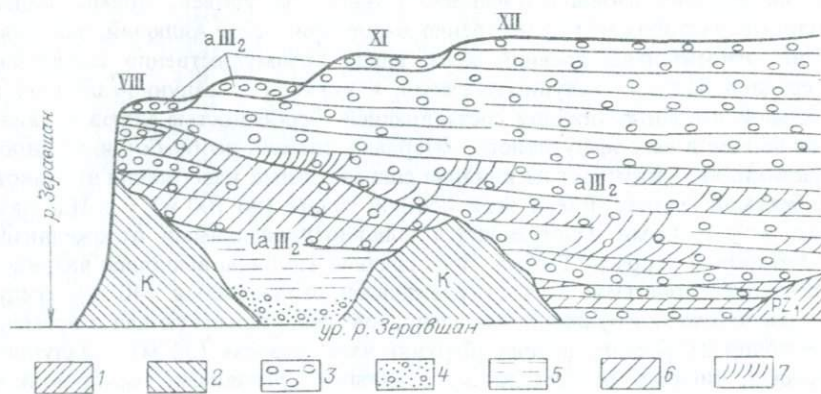


Рис. 24. Переуглубленные русла в основании 12-й террасы р. Зеравшан у восточной окраины с. Парз

1 – нижнепалеозойские метаморфические сланцы; 2 – меловые отложения; 3 – галечник; 4 – песок с галькой; 5 – алевроиты, глины; 6 – суглинки и супеси; 7 – косяя слоистость. Римскими цифрами дана номенклатура террас. Отложения верхнего плейстоцена, поздние генерации: laIII₂ – озерно-аллювиальные; aIII₂ – аллювиальные

речного потока, каким является Терек, нельзя объяснить без подпруживающих влияний.

В долине р. Сулак и выше Ахатлинского ущелья по Аварскому Койсу древние врезы известны для подошвы аллювия третьей — пятой террас. Заполнение в основании вреза пятой террасы чисто валунное. В средней части появляются валунно-галечные и галечные слои с текстурами интенсивного переотложения (наклонная, косая слоистость, рассредоточенность материала разного гранулометрического состава). Верхняя свита отличается горизонтальной слоистостью, общей засоренностью песчано-гравийными фракциями. Строение свиты явно констративное. Мощности нижней, средней и верхней свит в разрезе соответственно — 22, 10 и 15 м. Более низкие террасы содержат в валунно-галечном заполнении врезов песчано-гравийные фации; мощность заполнений 20—25 м. Верхние свиты не имеют значительной мощности и представлены аллювием, соответствующим гидродинамической обстановке речной абразии.

Сравнение терских террас и древних врезов в их основании с сулакскими позволяет подметить следующие особенности строения тех и других. На Тереке врезы глубже, аллювий всех свит имеет большие мощности. Значительная глубина врезов, вероятно, объясняется энергичным поднятием Джерахско-Дарьяльской блоковой зоны, а большие мощности аллювия — спецификой терского стока. Верхнетерская впадина, ограниченная вниз по течению Терека Казбекским разломом и косо поднимающимся по нему Дарьяльским блоком, была в плейстоцене постоянным аккумулятором обломочного материала, прежде всего вулканического, поступавшего со стороны Казбека, а для некоторых этапов развития высокогорной зоны Большого Кавказа и обширным ледоёмом, способствовавшим возникновению ниже по долине мощного водного потока, в высокой степени нагруженного обломочным материалом. Вероятность подобной обстановки подтверждается огромной мощностью аллювиальных, флювиогляциальных и ледниковых отложений, заполняющих Верхнетерскую впадину (до 400 м), в подошве которых, кстати, также вырисовывается древний эрозионный врез. В долине р. Сулак, несмотря на общее достаточно энергичное воздымание зоны Дагестанского клина, врезы менее значительны. Меньше различий и в строении аллювиальных свит, заполняющих их, что объясняется относительно слабым развитием оледенения на Восточном Кавказе, и, как следствие этого, односторонним режимом стока, как жидкого, так и твердого, на разных отрезках этой долины.

Сравнение это может быть продолжено на основе материалов, собранных в долине р. Зеравшан (см. рис. 24). Здесь оба выделенных типа переруглублений, но при внимательном изучении каждый из них может быть подразделен на дополнительные варианты. Самый простой вариант — неглубокие врезы до 20 м, заполненные валунным аллювием и резко сменяющиеся валунно-галечной свитой малой мощности (до 5 м), соответствующей фазе речной абразии. Вторым вариантом, типично сулакским — более глубокий врез (до 40 м), заполненный валунно-галечным материалом, и верхняя свита, слагающая террасу, около 10 м мощности. Третий вариант — еще более глубокий врез, также заполненный валунником, но с при-

месью слабо окатанного материала (до 40 м), мощная валунно-галечная средняя свита с косослоистыми галечниками (30-40 м) и довольно мощная (20—30 м) верхняя, констративно наслоенная. Вариант типично зеравшанский. Наконец, четвертый вариант, когда мощная валунная констративно наслоенная толща (50—60 м), подстилается таким же и столь же мощным валунным аллювием, заполняющим узкое русло, глубоко врезанное в коренные породы. Это вариант, характерный как для Терека, так и для Зеравшана. Заполнения особенно глубоких врезов часто содержат фашии, связанные с подпруживающими влияниями, с возникновением затрудненного стока. Иногда врезы заполнены озерными отложениями.

Таким образом, наиболее обычный вариант аллювия, заполняющего основание древних врезов, прослеженных в рельефе подошвы различных террас горных рек, — валунный, в основном инстративный. Верхняя часть врезов и переход к собственно террасовой толще — это валунно-галечный аллювий с признаками многократного переотложения, соответствующий фазе речной абразии. Однако вряд ли эти отложения следует считать типично перстративными в понимании И.П. Карташова [10]. Несмотря на многократное переотложение, реки на этом уровне осуществляли накопление аллювия.

Констративный аллювий в типичном своем выражении соответствует фазам максимально возможного расширения горных долин и слагает верхние части разрезов террас. Каждый паводковый слой имеет мощность, соответствующую режиму жидкого и твердого стока во время его формирования. Возможны разные варианты по крупности материала, степени сортированности, мощности паводкового слоя. Увеличение засоренности аллювия песчано-гравийными фракциями воспринимается как следствие возрастания величины твердого стока и все более затрудненных условий сортировки обломочного материала, подавляемой аккумуляцией. Изучение разрезов террас в продольном профиле долин позволяет предположить ледниковые и приледниковые условия питания рек как причину прогрессирующей аккумуляции. Типичный констративный аллювий — производное таких обстановок и может быть назван ледниковым. Дальнейшее возрастание величин твердого стока приводит к формированию флювиогляциальных отложений.

Сказанное созвучно с рядом положений, которые были выдвинуты Н.В. Макаровой и др. [21] на основе материалов, собранных в тех же районах, где приходилось работать автору (р. Зеравшан). Выводы, естественно, близкие. Выделяются те же врезы, те же три свиты в разрезах террас, что подтверждает правильность наиболее общих результатов анализа. Но есть отличия, иногда существенные. Авторы, опираясь на разработки И.П. Карташова [10], выделяют субстративный слой базальных конгломератов, лежащих в основании констративной толщи. Теоретически выделение такого слоя, содержащего продукты перемыва пород коренного ложа, вполне возможно. Но в конкретных разрезах всегда видно, что узкий врез, заполненный инстративным аллювием, вверх расширяется от слоя к слою ступенчато, и в этом случае какой слой из многих переходящих на коренные породы субстративный — определить затруднительно.

Констративный аллювий в разрезах террас горных рек настолько выразителен, что его характеристики однозначны. Однако в кровле констративных толщ Н.В. Макарова и др. [21] выделяют маломощный (2–5 м) перстративный слой серых галечников и связывают его образование с максимумами похолодания во время оледенений. Это представление довольно условное. Во-первых, этот слой может быть воспринят по отношению к констративной толще как более молодой, принадлежащий иной террасе, во-вторых, приледниковые условия питания характерны для всей констративной толщи. Перстративные условия формирования аллювия в том варианте, который описан И.П. Карташовым, вообще не типичны для долин большинства горных районов юга СССР.

Закономерности формирования аллювия, выявленные в горной части долин, во многом верны и для зоны предгорий. В зоне предгорий, так же как и в горах, улавливается существенное различие между аллювием низких и средних террас. К низким примыкает и современная пойма. В одних случаях аллювий низких террас напоминает современный пойменный, в других — от них отличается. В одном и том же сечении одни террасы валунные, другие галечные, третьи песчаные. Валунно-галечные фации переходят в песчано-галечные на разном расстоянии от гор, что свидетельствует об изменениях интенсивности речного стока во времени. Например, вторая терраса долины р. Стрый в Предкарпатье сложена песками, хотя третья чисто валунная, а первая галечная. Вместе с тем ширина этой террасы, по сравнению с другими, значительна. По-видимому, водность и нагруженность потока обломочным материалом были достаточны для активного проявления боковой эрозии. В аналогичных условиях формировался преимущественно песчаный аллювий четвертой и пятой террас Терека в районе г. Моздока. Слоистость песков указывает на констративные условия отложения материала. В разрезах песчаных террас нет суглинков. В долинах рек во время их формирования не было дифференцированных низкой и высокой поймы; все пространство, им соответствующее, если не ежегодно, то в относительно короткие отрезки времени переформировалось речным потоком.

Высокая песчаность аллювия характерна и для террас средних высот рек Забайкалья, Северной Монголии, Амударьи (в Предкопетдагском прогибе), Пянджа (на выходе из Памирских ущелий, где пески развиты не только в предгорьях и на подгорных равнинах, но и выше по долинам вплоть до среднегорных районов). Объясняется это явление особым режимом стока, обилием песчаного материала, поступающего со стороны речного бассейна при благоприятных литологических условиях области питания (обилие гранитных массивов) в определенной климатической обстановке. Вероятно отложение песков разной крупности осуществлялось речными потоками с системой многоуровневых русел, с высокими паводковыми расходами воды и мелкообломочного материала, когда реки, затошая пространства низкой поймы, выносили из главного русла на пойму значительные объемы наносов. Во второстепенных руслах в этом случае формировались косослоистые русловые пески как результат донной формы перемещения обломочного материала. При

распространении мощных паводковых потоков, нагруженных песками разной крупности, на значительных участках низкой поймы начинает преобладать гладкая фаза транспортировки наносов, перемещающихся в придонном положении сплошным слоем волочения.

Формирование песчаных отложений подобного типа зафиксировано А.А. Чистяковым в долинах Брахмапутры и Ганга [37, 38]. Брахмапутра, бассейн которой имеет современное ледниковое питание, переносит более 900 млн. т наносов в год и находится в паводковом состоянии с апреля по сентябрь, т.е. в течение всего летнего сезона. Для русловой зоны характерно перемещение песчаной ряби, серповидных дюн и крупных ленточных гряд с высотами от 0,3 до 17 м и от 10 м до километра в длину со скоростью в разные фазы паводка, равной 25—500 м/сут. В разрезах низкой поймы, которая в паводок ежегодно переформируется, кроме косослоистых, видны поверхностные пески, накопившиеся при гладкой фазе перемещения материала, а также при резком спаде паводковых вод. Здесь появляются супеси и суглинки, в основном выносимые в пределы дельты и взморья. Пойменные супеси и суглинки отлагаются из взвешенного состояния только на высокой пойме. Высокая пойма р. Брахмапутры в паводок покрывается обширными разливами глубиной в 3—4 м, несущими во взвешенном состоянии обильный мелкозем, осаждающийся в виде тонкого суглинистого наилка, который, отлагаясь, нацело нивелирует первичный русловой рельеф поймы.

В других предгорных районах террасы средних высот, а иногда и более низкие, поверх валунно-галечного и песчаного руслового аллювия имеют покров суглинков значительной мощности. При выяснении генезиса суглинков, слагающих террасы, в первую очередь обращаются к золотой гипотезе, затем — к пролювиальной, иногда к делювиальной. Однако склоны речных долин в зоне предгорий не высоки, террасы обширны, мощности суглинков отличаются выдержанностью. Это лишает основы представления о пролювиальном, а тем более делювиальном генезисе суглинистого покрова. Суглинки тесно связаны с нижележащими валунно-галечными, иногда песчано-галечными отложениями, что свидетельствует в пользу их аллювиального генезиса.

Подобные соображения применительно к предгорьям Карпат в 1955 г. высказал Г.И. Раскатов. Лишь несколько позже (1956—1958 гг.), но вполне независимо, к аналогичным выводам пришел автор данной работы, изучавший террасы Кубани, Кумы и Терека в предгорьях Кавказа. Самым ярким примером, свидетельствующим об аллювиальном происхождении суглинистого покрова террас, является разрез высокого уровня четвертой террасы р. Кубани на окраине г. Черкесска. Здесь на достаточном удалении от ее тылового шва видно как неровности кровли руслового аллювия (тыловые ложбины отмелей) заполнены супесями и суглинками, которые полностью их нивелируют (рис. 25). Мощность суглинков соизмерима с высотой рельефа русловых галечников (1—3 м), превышая эту величину не более чем вдвое. Иные соотношения наблюдались в долинах Зеленчуков и Урупа — левых притоков Кубани. В разрезе шестой террасы р. Уруп у станции Удобной над мелкогалечным конгломератом

Рис. 25. Пойменная фашия аллювия в разрезе IV террасы р. Кубани у г. Черкесска: *а* — разрез, *б* — план (вскрыто ирригационными канавами)

1 — галечник; 2 — суглинки; 3 — галечник, перекрытый суглинком малой мощности

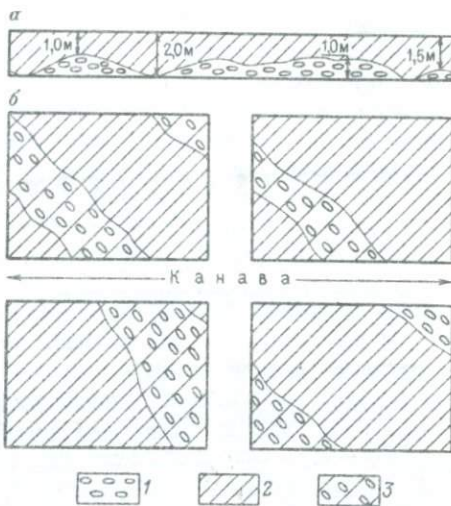
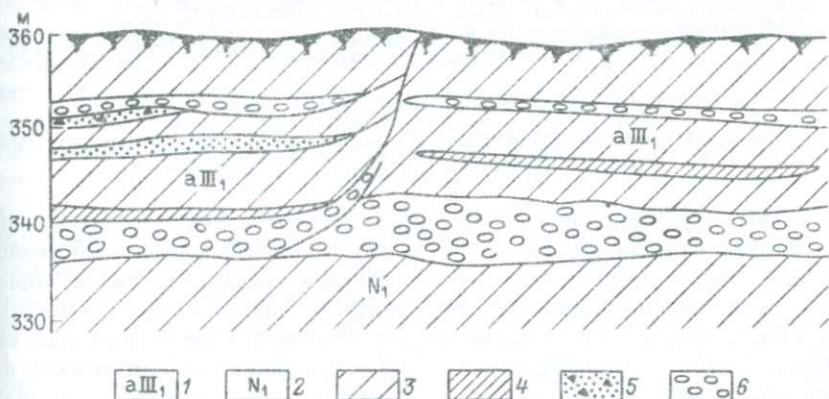


Рис. 26. Разрез 40-метровой террасы р. Уруп у с. Красногвардейское

1 — аллювий, верхний плейстоцен, ранняя генерация; 2 — миоценовые отложения; 3 — суглинки и супеси; 4 — то же, иловатые; 5 — песок; 6 — галечник



с линзами косослоистого песка (4 м) лежат зеленовато-бурые суглинки, горизонтально расслоенные илистыми прослоями розовато-бурого цвета и скоплениями журавчиков извести (20 м). Разные части суглинистого покрова принадлежат разным сегментам аллювиальной толщи (рис. 26). Суглинки формировались не после, а во время отложения русловых галечников. Вместе с тем, несмотря на сегментное строение террасы, мощность суглинистого покрова и его строение показывают, что формирование сугликов не было одновременным. Они — результат накопления в течение многих паводков, шедшего вне пояса фуркации русла, не занимавшего всего периметра долины.

Еще более определенно можно судить об аллювиальном генезисе террасовых суглинков в долине р. Терек. Желто-бурые лессовидные супеси и

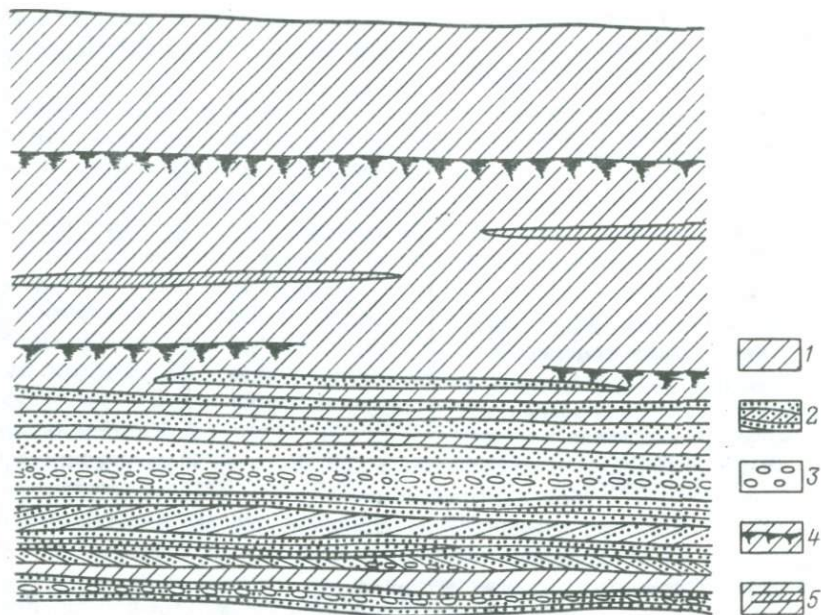


Рис. 27. Разрез седьмой надпойменной террасы р. Терек у с. Хамидие

1 – суглинки, в том числе лессовидные; 2 – пески, косо- и горизонтальнослоистые; 3 – галька; 4 – погребенные почвы; 5 – прослой заиления

суглинки в разрезах шестой террасы в Эльхотовских воротах имеют столбчатую отдельность. Несмотря на это, в них наблюдаются многочисленные тонкие прослой мелкого галечника и гравия, выклинивающиеся и вновь появляющиеся. Они подчеркивают горизонтальную слоистость суглинков. В разрезах седьмой террасы Терека и Малки на участке ст. Марьинская – г. Прохладный, а также в правобережье Терека ниже по течению можно видеть ясную горизонтальную слоистость супесчано-суглинистого покрова. Наиболее известно обнажение у с. Хамидие. Здесь над урезом р. Терек обнажаются серые разнородные пески с галькой, внизу косо, выше горизонтально слоистые. В верхней части песков появляются прослой суглинков (рис. 27). В горизонтально наслоенных песках до самого перехода в суглинки улавливается мелкая косяя и линзоватая слоистость. Прослой песков наблюдаются и выше – в однородной столбчатой толще аллювиального лесса. Имеются здесь и многочисленные красновато-бурые прослой заиления такырного типа, а также горизонты луговых черноземов (до 0,7–0,8 м).

Суглинки приурочены к широкой предгорной аллювиальной равнине, контуры которой намечены М.М. Жуковым при характеристике распространения галечного горизонта, названного им верхнетеречным. Если проследить соотношение галечных песков верхнетеречного горизонта и суглинистой толщи, их покрывающей, то оказывается, что они фациально

замещают друг друга. Суглинки накапливались в условиях обширных разливов. Режим Терека во время накопления аллювия этого типа существенно отличался от современного. Необычно велик был объем транспортируемого мелкозема. И галечный верхнетеречный горизонт, и покрывающие его суглинки являются предгорным продолжением одной из тех аллювиальных толщ, которые квалифицировались выше как ледниковый аллювий. Накопление верхнетеречного аллювия мощностью 40—50 м, так же как и покровных по отношению к нему супесей и суглинков, в целом происходило в связи с перигляциальными условиями питания рек бассейна Терека в высокогорной зоне.

Между прочим, первые исследователи долинных отложений Кубани и Терека, работавшие на территории Предкавказья в начале 20-х и 30-х годов, считали представления об аллювиальном происхождении предгорных суглинков единственно возможными. У С.А. Яковлева мы находим достаточно полную теорию формирования галечных и суглинистых горизонтов кубанских террас. Он пишет о том, что наслоение суглинков поверх галечников это не результат перерыва во времени, а следствие условий отложений и изменения живой силы потоков. Мельчайшие частицы отлагались из "ледниковых водополий" в условиях равнинного рельефа. По мере сокращения ледников и уменьшения объема талых ледниковых вод живая сила последних должна была сокращаться, отложения галечников передвигались кверху, ближе к началу потоков, а на месте их прежнего отложения должны были начать отлагаться мелкозернистые осадки — супеси и суглинки. Последние, отступая мало-помалу кверху, вслед за галечниками, прикрыли их сплошным покровом. С.А. Яковлев отделяет друг от друга процессы накопления руслового и пойменного аллювия, что вряд ли верно: русловая зона потока среди пойменных разливов сохранялась, но основные представления о ходе событий совершенно правильны. И.М. Крашенинников и С.С. Нусструев, изучившие многочисленные разрезы на правом берегу р. Терека в районе Моздока, классифицируют толщу, слагающую 40-метровую террасу, как древнеречную, и считают, что подобные древнеречные отложения имеют необычайно широкое распространение к северу от рек Куры и Малки, простираясь, по-видимому, до Кумы и Маньча.

Следующий район, для которого проблема генезиса лессовых покровов террас стоит достаточно остро, — это Средняя Азия, особенно западные ее районы (Приташкентский, Таджикский). Мощные лессы традиционно считаются характерным признаком террас ташкентского и илякского комплексов. Их мощность в большинстве случаев не менее 30 — 50 м. Генезис лессовых покровов чаще всего воспринимается как пролювиальный, не исключается действие эоловых процессов [16, 8]. Н.П. Костенко во многих своих работах обосновывает их аллювиальное происхождение. Вряд ли кто-нибудь может отрицать активное участие пролювиальных процессов в формировании лессовых покровов террас Средней Азии. В очень многих случаях выход пролювиальных конусов боковых долин на террасы транзитных рек вполне очевиден. Однако низкие террасы рек, на которые также выходят пролювиальные конусы,

содержащие мелкозем, не несут на себе столь мощного лессового покрова, как террасы средних высот [8]. Весьма показателен в этом отношении район Ташкента. Многочисленные скважины указывают на отсутствие лессов в пределах низких террас р. Чирчик и на их повсеместное залегание на галечниках ташкентской террасы. Лессовый покров занимает обширные территории, удаленные от гор на 90—100 км, что исключает его пролювиальную природу.

Естественные разрезы лессов известны на правом берегу р. Чирчик ниже Ташкента (Янги-Юль и др.), а также на правом берегу Сырдарьи между водотоками Келес и Бозсу, текущими по ташкентской террасе. Особенно полно изучен келесский разрез. Мощность аллювиальных лессов здесь не менее 45 м. Предполагается поступление мелкоземистого материала из перигляциальной зоны высокогорий, где шли интенсивные процессы криогенного выветривания. В лессах келесского разреза, по данным М.П. Гричук и А.А. Лазаренко, содержится пыльца, отражающая состав лесных растительных ассоциаций (береза, ель, сосна — до 80%, папоротник, сфагновые — до 10%). Это прямо указывает на принос мелкозема и пыльцы водным, отчасти воздушным путем со стороны гор, близлежащих и дальних. Пыльца травянистых (полыней, маревых, иногда пустынных растений) отражает климатические условия низких предгорий. Аналогичные климатические условия были характерны в среднем плейстоцене для горного обрамления Афгано-Таджикской депрессии, что привело к накоплению мощных лессовых толщ илякского комплекса в долинах Вахша и Кафирнигана. Убедительные свидетельства в пользу водного, предгорно-пойменного генезиса мощных террасовых лессов приводятся для речных долин, идущих со стороны Гиндукуша (Таликан, Кундуз). Имеются в виду особенности слоистости лессов, их соотношения с нижележащими галечниками и песками.

Подводя итоги об аллювии горных рек в горах и предгорьях, необходимо указать на возможности, которые дает его изучение для палеоклиматических, а следовательно, и стратиграфических интерпретаций. Прежде всего становится ясным, что современный "теплый" горный аллювий построен преимущественно инстративно и перстративно, лишь в троговых частях долин и в некоторых расширениях он достигает констративного вида. Аллювий низких террас горных рек формируется по типу, близкому к тому, который характерен для современных долинных расширений и трогов, сменяясь собственно констративным лишь в верховьях, с приближением к перигляциальной зоне с ее специфическими условиями питания водотоков обломочным материалом. Аллювий террас средних высот в горах и предгорьях построен преимущественно констративно, приближаясь в этом смысле к флювиогляциальным отложениям. Аллювий этого вида является типично ледниковым, "холодным", и в этом смысле может полностью противопоставляться современному, во всем подобному "теплым" межледниковым вариантам аллювиальных отложений. В этом отношении легко устанавливаются параллели с аллювием равнинных рек, где также выявлены существенные различия в строении аллювия

террас средних высот, относящихся к среднему плейстоцену, от аллювия более низких террас и пойм.

Пролувий. В отличие от многих других генетических типов континентальных осадочных образований, пролювиальные отложения понимались и до сих пор понимаются различными исследователями неоднозначно. Многократно указывалось, что определение, некогда данное А.П. Павловым, допускает различные толкования понятия "пролювий". Первый вариант поддерживали Г.Ф. Мирчинк и О.К. Ланге. Они относили к пролювию лишь мелкоземистые лессовидные отложения предгорных конусов выноса. Такое представление о пролювии некоторое время назад было широко распространено среди исследователей. Второе толкование понятия развивается Е.В. Шанцером [39], В.И. Елисеевым [8], А.А. Чистяковым [37] и др., которые относят к пролювию весь комплекс отложений, слагающих конусы выноса и субазральные дельты засушливых областей. Более того, доводя эту тенденцию до своего логического завершения, Е.В. Шанцер отнес к пролювию отложения, составляющие конусы выноса любых водотоков, как временных, так и постоянных. При этом отложение обломочного материала в руслах противопоставляется отложению его в конусах выноса, пролювий воспринимается как конечный продукт аллювиального процесса. Е.В. Шанцер не видит принципиальной разницы между конусами выноса временных и постоянных водотоков, указывая на резкие различия меженных и паводковых расходов и несомненную временность последних. Тем не менее, он отмечает особенности пролювия временных водотоков, определяя их как весьма существенные. Это слабая обработка обломочного материала, плохая его сортировка, менее четкое обособление щебнистых и суглинистых фаций, полуселевый или селевый режим формирования.

Указанные особенности отложений временных водотоков столь характерны, столь резко отличают их от накоплений, слагающих предгорные конусы выноса постоянно текущих рек и "сухих дельт" крупных рек Средней Азии, выходящих в предгорья (типа Соха, Исфары и др.), что возникает сомнение в целесообразности отнесения их к пролювию вообще. Такой "пролювий" Ю.А. Скворцов называл аллювием; хотя и в пролювиальной форме. Н.П. Васильковский также отличал пролювиальные конусы временных водотоков от конусов крупных рек, сложенных аллювием. Различия между аллювием и пролювием легко уловить, если провести сравнение отложений р. Зеравшан на выходе из гор с отложениями левых его притоков, выходящих к Зеравшану в районе г. Самарканда. В долине наблюдается чисто аллювиальная обстановка осадконакопления, с дифференциацией аллювия на пойменную и русловые фации. В разрезах конусов выноса сухих русел, идущих к Зеравшану с гранитного хр. Наратюбе, неокатанный щебень и дресва сменяются ближе к Самарканду лесовыми породами. Как раз эти отложения А.П. Павлов считал типичным пролювием.

Однако мы вправе, как это делает, например, И.П. Карташов [10], задать вопрос: так ли уж важно стремиться к полному соответствию с определе-

нием пролювия, данным некогда А.П. Павловым? Важнее определить место этого генетического типа в общем процессе осадочной дифференциации, установить отличительные черты, которые позволяют отделить его с одной стороны от аллювия, а с другой — от склоновых образований. В том случае, когда в качестве пролювия объединяются отложения, составляющие конусы выноса любых водотоков, долинная аккумуляция противопоставляется разгрузке обломочного материала вне речных долин. Но крупные расширения речных долин по отношению к вышележащим ущелистым их участкам также являются зонами разгрузки с переходом от инстративной фазы аккумуляции к перстративной или констративной. Особенно четкие конусы образуются при выходе притоков, в том числе крупных, к главной долине. В одной и той же речной системе аллювий и пролювий чередуются друг с другом, а на выходе долины в предгорья аллювий превращается в пролювий окончательно. Различия между аллювием и пролювием сводятся в этом случае к различиям в динамических фазах отложения обломочного материала одним и тем же потоком [10].

Заключение это в равной степени относится к постоянным и временным водотокам. Несмотря на типичный облик пролювия в конусах выноса временных водотоков, вряд ли целесообразно ограничивать представление о пролювии лишь одними конусами. Если мы ограничиваем пролювий конусами, возникает условность при его отделении от аллювия, причем как в разрезах, так и в плане при их картировании. Дело, по-видимому, не в конусах. Надо искать иные отличия пролювиальных отложений от аллювиальных. И они есть. Это плохая окатанность обломков или полное отсутствие таковой, плохая сортированность отложений, слабая дифференцированность грубого и тонкого материала, трудности обособления фаций. Долинные отложения временных водотоков, тесно связанные с пролювием конусов выноса, в фациальном отношении так же слабо дифференцированы. Временный характер потоков, формирующих пролювий, следует понимать не только как исчезающий и вновь возникающий, но и как резко меняющийся во времени, в той или иной степени катастрофический. Ведущий процесс, формирующий пролювий, — прохождение селевых паводков, жидких и грязекаменных, в разной степени насыщенных обломочным материалом. Селевой режим потоков создает те характерные черты пролювия, которые перечислены выше. Основа различий аллювия и пролювия не в пространственной их обособленности, а в разном типе режима формирующих их потоков.

Подобный подход к обособлению пролювия как генетического типа континентальных осадочных образований конкретизирует его положение в общей системе осадочной дифференциации. В горах пролювиальные отложения соответствуют одной из начальных стадий процесса перемещения продуктов выветривания в сторону предгорных равнин, следующей сразу за склоновой стадией и предшествующей поступлению обломочного материала в русла постоянных водотоков [10].

Различные типы конусов выноса можно видеть в горах и предгорьях Средней Азии. Нами, в частности, подробно изучен участок долины левого притока Зеравшана р. Фан в Юго-Западном Тянь-Шане между устьями рек Искандердарья и Пасрударья (рис. 28). Наиболее четко обособляются

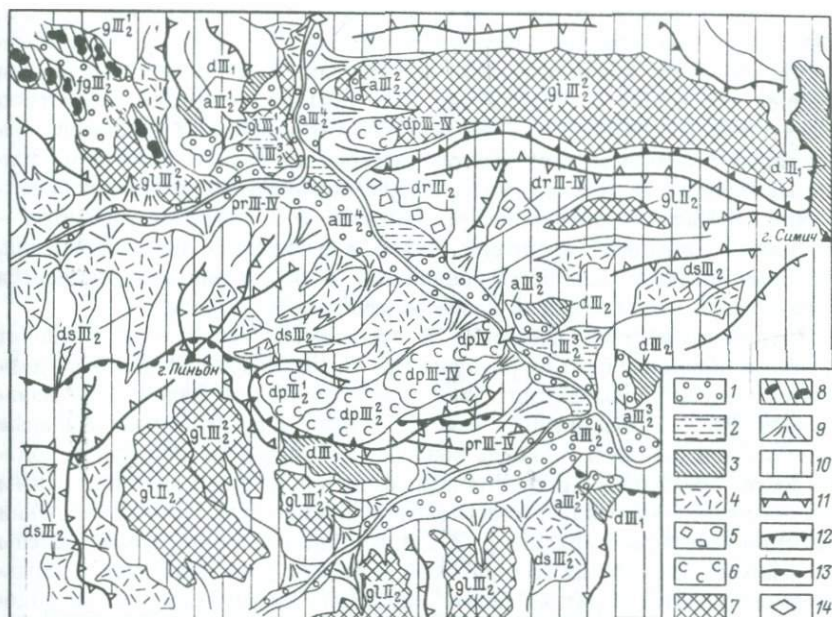


Рис. 28. Четвертичные отложения бассейна р. Фан ниже слияния рек Ягноб и Искандердары

1 – галька и валуны; 2 – песок, алевролиты; 3 – суглинки; 4 – щебень; 5 – глыбняки; 6 – оползшие массы; 7 – глетчерные накопления; 8 – морены; 9 – конусы выноса; 10 – скальные выходы; 11 – гребни водоразделов; 12 – крутые обрывы; 13 – надвиг силурийских сланцев на песчано-глинистые породы мела и палеогена; 14 – места подпруд р. Фан оползневыми и обвальными массами. Голоценовые (дрIV) оползни. Верхний плейстоцен и голоцен, нерасчлененные: прIII-IV – пролювий; дрIII-IV – оползни; дрIII-IV – обвалы. Верхний плейстоцен: аIII⁴ – аллювий террас высотой до 20 м; аIII³ – то же, до 50 м; аIII² – то же, 120 м; аIII¹ – то же, 150 м; III³ – лимний; gIII² – морены максимальных стадий последнего оледенения; fgIII² – флювиогляциальные отложения; glIII – земляно-каменные глетчеры (glIII² – выходящие к 120 м террасе; glIII¹ – относительно более древние; glIII¹ – контийский глетчер, отн. высота 400 м; glIII¹ – лежащий под аллювием 150 м террасы); dIII² – делювий, поздняя генерация; dIII¹ – то же, ранняя генерация; dsIII² – осыпи; drIII² – обвалы. Средний плейстоцен: glII² – земляно-каменные глетчеры

конусы, выходящие из крупных суходольных промоин, вершинные притоки которых уходят к водоразделам. Обычно выделяется несколько генераций – подрезанные первой террасой: выходящие к ней и на ее плоскость и подрезанные поймой; выходящие на пойму и подрезанные руслом. Материал, слагающий конусы, щебнистый, но среди конусов более древних, чем первая терраса, есть несущие на себе суглинистый покров. В суглинках обычно присутствие щебнистых прослоев и отдельных обломков. Выделяются также небольшие конусы отдельных промоин, не выходящие за пределы склона, прилегающего к долине. В том случае, когда врез промоин значителен, на террасы выходит сравнительно небольшие плоские конусы. При большой крутизне промоин конусы приближаются к осыпным или становятся осыпными.

Состав обломочного материала, слагающего пролювиальные конусы, зависит от характера размываемых пород. Фон, обусловленный литологией, осложняется климатическими влияниями. Чем древнее конус, тем мощнее слагающие его отложения. Для древних генераций характерно присутствие лессовых пород, перекрывающих конусы. Поступление значительных объемов мелкоземистого материала с горных хребтов на приречные террасы следует связывать с перигляциальными условиями выветривания в высоких ярусах рельефа. В отличие от обычных вариантов — это явно "холодный" пролювий. Важна и фациальная дифференциация. Лессовые покровы чаще всего появляются на периферии конусов выноса в тех случаях, когда они не ограничены речными системами.

Распространенность пролювия и особенности его строения зависят от общей обводненности территории. При высокой обводненности формируются конусы аллювиального типа, при относительно малой — пролювиального. Но и в обводненных районах можно встретить пролювиальные выносы, — в тех случаях, когда водосбор ограничен по площади, и водоток имеет временный или постоянный характер, но резко меняется режим твердого стока вплоть до возникновения вязких селей. В этом отношении особенно интересны верховья р. Зеравшан. Здесь широко распространены конусы многочисленных его притоков, идущих с Туркестанского и Зеравшанского хребтов. Притоки имеют ледниковое питание, постоянные водотоки и сложены валунно-галечным аллювием. В разрезах конусов среди валунно-галечного материала встречаются слои, состоящие из дресвы, щебня, мелких глыбок, сцементированных мелкоземом. Расположение обломков незакономерно. Это не что иное как селевые отложения, связанные с выносом материала грязекаменными потоками, в данном случае содержащими больше каменного материала, нежели мелкоземистого.

Масштабы селевых выносов были различными. Иногда грязекаменные потоки грандиозных масштабов, выплескиваясь на поверхность древних конусов и террас, создавали характерные формы рельефа. На правом берегу р. Зеравшан близ устья руч. Лягаршиф накопления этого типа перекрывают аллювий, имеют мощность 10–12 м и представлены валунно-глыбовым материалом (валуны размером 2,5×3,7 м) с пепельно-серой супесью и щебнем. В дистальном направлении мощность покрова уменьшается до 0,5 м. На левом берегу р. Зеравшан в том же сечении долины расположены холмистые гряды, протягивающиеся от мест выхода руч. Демнора к Пакишиф по плоскости их аллювиального конуса. Высота наиболее крупных холмов 10–15 м. Гряды сложены светло-бурой супесчано-дресвяной массой с включенными в нее угловатыми глыбами нижнесилурийских метаморфических сланцев размером до 3 м по длинной стороне. Распространение гряд указывает на импульсный характер выноса грязекаменных отложений из ущелий Демнора и Пашкифа. Гряды у кишл. Демнора И.В. Мушкетов считал моренами, оставленными зеравшанским ледником. А.К. Трофимов и О.К. Чедия определяют их как морены, выдвинутые в долину Зеравшана ледниками его боковых притоков [34]. Естественно, что отложения такого типа создавали селевые фации в разрезах аллювиальных конусов выноса. На поверхности террас

они воспринимаются как своеобразный вариант пролювиального осадко-накопления. Еще более эффектны селевые отложения, расположенные выше по р. Зеравшан у кишл. Дихауз и представленные многочисленными грядами и грядами, состоящими из глыб метаморфических сланцев, дресвы и желто-бурой супеси. Межгрядовые понижения заполнены желто-бурым мелкоземом. Кое-где встречаются пылеватые осадки подпрудного происхождения. Мощность щебнисто-глыбовой толщи достигает 25 м, ниже лежит зеравшанский аллювий. Петрографический состав обломочного материала указывает на отсутствие его связи с районом, расположенным выше по Зеравшану, что лишает основы представления о моренном происхождении этих накоплений. Они вынесены на правый берег р. Зеравшан из левобережного сая Харвир, что вызвало кратковременную подпруду зеравшанского водотока.

Таким образом, пролювий во влажном климате верховьев р. Зеравшан в долинах ручьев современного ледникового питания редуцирован и встречается чаще всего в виде селевой фации в аллювиальных конусах выноса. Вниз по течению, с удалением от приледниковой зоны, сухих русел становится больше и пролювий в типичном своем выражении встречается чаще. Увеличивается присутствие селевого материала и в конусах выноса постоянных водотоков. Особенно полно представлены конусы суходольных промоин, выходящих на плоскости террас разного возраста. Встречаются преимущественно щебнистые накопления, иногда валунно-галечные — за счет размыва аллювия высоких террас, широко распространены суглинисто-щебнистые, щебнисто-суглинистые разности, те и другие с супесчано-суглинистым покровом. Размеры варьируют от малых до приближающихся к конусам аллювиального типа. Возрастной диапазон также достаточно велик: от голоценовых, современных, формирующихся на наших глазах, до относящихся к началу позднего плейстоцена. Есть конусы сухих русел, которые, судя по их размерам и крупности обломочного материала, не могли быть сформированы в современной климатической обстановке и являются реликтами иных условий, близких к перигляциальным.

Для подразделения пролювия на "теплый" и "холодный" очень важно уловить в разрезах пролювиальных конусов следы перигляциальных влияний. Особенно показательны разрезы высоких конусов, относящихся к среднему плейстоцену. В качестве примера можно привести правобережье Зеравшана в районе кишл. Вишкент. Выделяется две генерации. Конусы в значительной степени аккумулятивные, сложены окатанным валунно-галечным материалом и перекрыты характерными светло-бурыми щебнистыми суглинками мощностью 15—20 м. Эти суглинки простираются от выхода из ущелья в Туркестанском хребте до откоса к р. Зеравшан, и их появление нельзя объяснить фациальной дифференциацией в продольном профиле конусов. Предполагаются особые условия питания ручья Вишкент обломочным материалом, когда солифлюкционные процессы поставляли в русло большое количество мелкозема, что приводило к смене водного режима грязекаменным, к смене аллювиального осадконакопления пролювиальным.

В перигляциальных условиях формировался пролювий и на территории межгорных впадин — Пенджикентской, Самаркандской. Мощные суглинки венчают обширные конусы выноса левобережья р. Зеравшан у г. Пенджикента и далее вплоть до выхода долины к г. Самарканду. Здесь в разрезах конусов появляются слоистые и неслоистые лессы, послужившие А.П. Павлову прототипом для создания гипотезы их пролювиального происхождения. Они действительно имеют пролювиальный генезис, но следует подчеркнуть существенную деталь — в настоящее время породы подобного типа здесь не накапливаются. Конусы выноса, периферийной фацией которых являются лессы, синхронны одной из наиболее древних террас пенджикентского комплекса, относящегося к позднему плейстоцену. В это время гранитный массив Нара-Тюбе, откуда шел вынос пролювиального материала, попадал в зону перигляциальных влияний, что и стало причиной появления обильного мелкозема, поступавшего из гор на равнину, к руслу р. Зеравшан.

Завершая характеристику конусов выноса бассейна р. Зеравшан, можно выделить несколько их типов.

1. Аллювиальные конусы постоянных водотоков.
2. Аллювиальные конусы постоянных водотоков, содержащие в разрезах прослой или покровы, представляющие собой селевые, пролювиальные образования, — селевую фацию. Сели могут быть гляциальные или иного типа, но возникшие в перигляциальной обстановке.
3. Чисто селевые, пролювиального типа конусы выноса постоянных водотоков. Наиболее типичны гляциальные, вязкие грязекаменные. Отложения жидких селей, возникающих по ряду причин в руслах постоянных водотоков в разное время вплоть до настоящего, обычно не сохраняются, перерабатываясь при возобновлении обычного режима водотока.
4. Пролувиальные конусы водотоков с переменным режимом, содержащие аллювиальные русловые фации — прослой и покровы, сложенные хорошо окатанным галечным материалом.
5. Пролувиальные конусы временных водотоков — селевые (разных типов). В ряде случаев пролювий может быть перигляциальным.
6. Конусы вязких структурных селей суходольных долин, не связанные с ледниковым питанием.

Предлагаемое деление, разработанное на среднеазиатском материале, может быть подтверждено данными, полученными в других горных регионах. Так, Восточный Кавказ, в частности Дагестан, является территорией, где широко развит типичный пролювий, помеченный пунктом 5, причем самых разных видов и разновидностей — от крупных конусов до мелких плоских или имеющих крутой продольный профиль и, таким образом, приближающихся к осыпным. Центральная часть Большого Кавказа позволяет изучить конусы выноса, формировавшиеся в условиях переменного режима водотоков (п. 4). В долине р. Баксан выше г. Тырныауз можно наблюдать крупные конусы боковых притоков, где с хорошо окатанными и сортированными валунно-галечными отложениями мощностью до 3 м чередуются еще более мощные слои бурых супесей и суглинков с обильными незаконмерно включенными в них глыбками и валуна-

ми. Это типично селевые накопления. Конусы аккумулятивные, их высота над Баксаном достигает 40 м.

Вместе с тем сравнение с другими регионами показывает, что предлагаемая классификация конусов выноса не охватывает всего их разнообразия, как морфологического, так и генетического. Во влажном климате Центрального Кавказа можно наблюдать постоянные водотоки с очень крутым продольным профилем. Настолько крутым, что о формировании аллювия в пределах таких русел говорить трудно. Перенос материала по таким руслам происходит импульсивно. На выходе к долинам формируются конусы выноса также с крутым уклоном — не аллювиального типа. Эти факторы сказываются и на сортировке валунно-глыбового материала. Она далеко не совершенна. Другими словами, это тип пролювия постоянных водотоков. Примером таких образований является конус выноса р. Андырчи — правого притока р. Баксан. Подобные водотоки могут иметь и ледниковое питание. Характерен в этом отношении конус руч. Гарабаша — левого притока р. Баксан сразу ниже турбазы Азау. Он не столь крут, как конус р. Андырчи, но сложен радиально расходящимися от ущелья протяженными валами, сложенными глыбами и валунами андезитов, метаморфических сланцев размером до 4 м в поперечнике. Высота валов 3—4 м, ширина 5—8 м. Это явно селевые, импульсные выносы.

Приведенные примеры показывают, что пролювий не всегда является производным временных водотоков. Главное не временный, а селевой характер водотоков. Другое дело, что накопление пролювия временными водотоками почти всегда идет по типу селя той или иной степени выраженности.

Трудной проблемой является обособление пролювиальных отложений в руслах тех ручьев и суходольных ложбин, которые образуют смешанные аллювиально-пролювиальные или чисто пролювиальные конусы. Формирование селевых отложений в руслах происходит по иным законам, нежели формирования обычного руслового аллювия. Селевый поток во всех случаях более связный, обладает большей инерцией, не вполне подчиняется изгибам русла и, главное, отлагает материал, который не подвергается последующей сортировке. Селевые отложения различных типов остаются таковыми и в русле, и в конусе выноса. В случае если русло принадлежит водотоку переменного режима, пролювиальные отложения в его пределах просто перебиваются при формировании аллювия, сохраняясь лишь кое-где за береговыми выступами. В руслах суходольных промоин, где не было постоянных водотоков, пролювиальные осадки разных видов и разновидности распространены повсеместно.

Конечно, можно представить себе такое соотношение воды и обломочного материала во временных потоках, когда образуется не пролювий, а обычный аллювий. Подобное состояние потока в суходольных долинах может быть лишь кратковременным и не оставляет заметных следов при накоплении обломочного материала, среди которого пролювий преобладает. Впрочем, А.А. Чистяков [37] отложения сезонных водотоков помещает в раздел, посвященный формированию предгорного аллювия. Однако, давая характеристику осадконакопления, он в этом случае

сразу же отмечает, что кратковременные паводки, вызываемые таянием снегов или интенсивными дождями, переносят огромное количество взвешенных наносов, образуя селеподобные потоки и типичные сели. В них отсутствует сортировка взвешенных и влекомых наносов, не характерна и сколько-нибудь существенная окатанность мелких и крупных обломков. В долинах подобного типа нет прямой зависимости между уклонами русел и крупностью наносов; потоки, насыщенные мелкоземистым материалом, перемещают крупные обломки и даже глыбы до 1 м в поперечнике, иногда на большие расстояния, нежели щебень и гальку. В результате в разрезах мы видим лишь признаки грубой сортировки обломков разной крупности, имеющих различную, чаще всего весьма слабую степень окатанности или отсутствие таковой. А.А. Чистяков приводит разрезы террас и описания русловых отложений по ряду саев Центрального и Западного Копетдага, а также Северной Ферганы. Соответствующие отложения отличаются слабой дифференциацией по крупности обломочного материала: крупные глыбы и мелкозем находятся в постоянном соседстве, объем супесчано-суглинистой составляющей таков, что ее уже нельзя назвать просто заполнителем — вместе с грубым материалом это равноправная компонента в каждом или почти в каждом слое, выделяемом при описании. Другими словами, это типичный пролювий суходольных долин.

Все сказанное о пролювии позволяет дать определение этого генетического типа, более четкое, чем это сделано ранее. Пролувий — это отложения потоков с временным или ярко выраженным переменным режимом, формирующиеся при катастрофических паводках, причем как в пределах долин, так и конусов выноса. Катастрофический сток может быть вызван разными причинами — вплоть до прорыва приледниковых озер (гляцио-сели). В настоящее время формируется преимущественно щебнистый ("теплый") пролювий, если, конечно, селевые потоки зарождаются среди скальных пород, однако в перигляциальных холодных обстановках суглиники преобладали в любом случае, образуя мощные покровы в разрезах конусов выноса.

ЛИМНИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Озера в горах имеют широкое распространение. Во влажном климате они характерны и для предгорных районов. Причины их возникновения различны. Чаще всего они располагаются в речных долинах и, таким образом, как бы находятся в сфере действия речной эрозии и аккумуляции. Однако степень этого действия зависит от размеров озерных бассейнов. Озера, связанные с обвальными, лавовыми и тектоническими подпрудами, нередко отличаются значительной глубиной и протяженностью, что полностью прекращает флювиальную аккумуляцию и заменяет ее осадко-накоплением в акваториях. Озера формируются в разных климатических условиях — межледниковых, межстадиальных, перигляциальных и приледниковых. В последнем случае их осадки типично лимногляциальные. Особенно крупные бассейны этого типа образовывались в тех случаях, когда сток, идущий по главной долине со стороны таяющего ледника,

подпруживали ледники, выходящие из боковых притоков (Алтай, Восточная Тува, Северная Монголия). Если говорить о подразделении озерных осадков горных стран на "теплые" и "холодные", то естественно противопоставлять лимногляциальные осадки всем остальным. Отсюда необходимость описания лимногляциальных отложений крупных озер вместе с остальными озерными, вопреки рекомендациям Е.В. Шанцера [39], основанным на парагенетических связях. Если иметь в виду стратиграфический аспект проблемы, то подобная группировка представляется вполне оправданной. При этом в горах имеются озера, обусловленные ростом тектонических перемычек. В разрезах осадков таких озер гляциальные и интергляциальные (интерстадиальные) горизонты неоднократно перемежаются.

Типично приледниковыми перигляциальными озерами были заняты Чуйская и Курайская котловины на Алтае. Чуйское озеро возникло в связи с подпрудой р. Чуи ледником, продвигавшимся по р. Куяхтанар [5]. Возраст ледника — начало позднего плейстоцена. Осадки озера близ береговых линий гравийно-галечные, реже песчаные с характерной наклонной слоистостью. В центре котловины развиты пески, суглинки и глины. Глубина достигала 250–300 м, в озеро выходили ледники Чаганузуи, Елангаш, Ирбисту, Кокузек, Терхаты, которые разносили эратические валуны и глыбы размером до 4 м. Постепенное сокращение озера привело к формированию на его окраинах целого ряда наклонных, в основном абразионных террас. Число террас достигает нескольких десятков. Среди них обособляются группы по 6–8 террас в каждой.

Менее крупное Курайское озеро аналогичного типа располагалось в долине р. Чуи несколько ниже по течению. Оно образовалось в связи с подпрудой реки ледником Маша-юй. Существование озер, как это отмечал Е.В. Девяткин [5], было синхронно максимальному продвижению льдов в долины. Озерные осадки в данном случае, несомненно, "холодные", субгляциальные. Широкое распространение озер в это время указывает на достаточно влажный климат алтайского среднегорья во время последних оледенений, что подтверждается составом спорово-пыльцевых спектров, полученных из озерных глин.

Не менее эффектна система перигляциальных озер, возникающая в речных долинах северного склона Центрального Кавказа выше их пересечения с Скалистым хребтом (Чегем, Черек, Урух, Гизельдон и др.). Все они подпружены скоплениями глыб верхнеюрских известняков. Это солифлюкционно-оползневые отложения "холодного" типа. Все озера имеют приледниковый характер. Лучше всего изучена озерная толща у с. Актопрак в долине Чегема [26]. Здесь обнажаются ленточные глинисто-алевритистые отложения мощностью до 120 м. Глины и алевриты не содержат видимых органических остатков, немые они и в палинологическом отношении. Отдельные горизонты толщи близ ее кровли явно криотурбированы. Для ленточных глин характерно присутствие лепешковидных кальцитовых и марганцево-кальцитовых конкреций, весьма близких к таковым из приледниковых озерных осадков Алтая и Финляндии.

"Холодные" варианты озерных отложений в области предгорий иллю-

стрирует разрез Больших соляных озер на водоразделе Кумы и Кубани, полученный при бурении под трассу Кубань-Калаусского оросительного канала. Окские, днепровские, московские осадки, по определению Г.И. Горещкого [3], представлены однообразными бурами суглинками, содержащими пыльцу ксерофитов. Можно думать, что эти озера, не связанные с речным стоком, оставались солеными и в перигляциальной обстановке. Иначе вели себя озера Тувы и Западной Монголии, связанные в плейстоцене со стоком рек Монгольского Алтая и Хангая – Тес-Хем, Кобдо, Дзабхан и Хунгуй. В связи с нарастанием горного оледенения и увлажнением климата соляной и солоноватый режим таких озер как Убусу-Нур, Хиргис-Нур, Дурге-Нур, имевший место во время межледниковий, сменялся пресноводным. Современные озера Хара-Нур, Айриг-Нур, Дурге-Нур, Хиргис-Нур объединялись в одно огромное озеро, заполнявшееся песчаными осадками [6]. Так было в среднем и позднем плейстоцене. Пески, содержащие псевдоморфозы ледяных клиньев, поставлялись реками, формировавшими ледниковый аллювий. Уровень озер не был стабильным, о чем свидетельствуют грубообломочные регрессивные фации, появление в разрезах склоновых отложений, многочисленные береговые линии поздних стадий. В межледниковья размеры озер резко сокращались, интенсивность осадконакопления падала (рис. 29).

“Теплые”, термогенные озерные осадки чаще всего формируются в горах перед оползневыми и обвальными перемычками. Особенно часто они встречаются в речных долинах Средней Азии. Детальное их изучение проведено в бассейне р. Зеравшан. Озерные глины, алевроиты серого, иногда белесого цвета, тонко- и горизонтальнослоистые встречаются в долинах рек Магиан, Шинг, Кштут, Ягноб, по Зеравшану у кишл. Вишкент, Айни, Рарз, Постигов, Матча, Пакшиф. Характерно их залегание в глубоких речных врезках, часто переуглубленных по отношению к современному. В верховьях р. Зеравшан в пределах Пальдорацкой котловины ископаемое озеро, названное автором Пакшифским, занимало площадь не менее 50 км². В разрезах выделяются две характерные фации [37]: подпрудная – тонкообломочная и зоны выклинивания подпора – гравийно-галечная. Для последней характерна хорошая сортировка обломков по крупности, лучшая, чем в аллювии, их окатанность, наклонная слоистость дельтового типа.

Из глин и алевроитов Пакшифского озера получены спорово-пыльцевые спектры с содержанием пыльцы трав и кустарников от 80 до 100 %. В основании разреза устанавливается фаза мезофильной растительности – с орехом, дубом, ясенем, кленом, ольхой, лохом и ивой. Выше мезофильные древесные сменяются более холодостойкими. Затем наступает теплая фаза полного остепнения. Это позволяет пакшифские озерные осадки рассматривать как межледниковые.

У кишл. Постигов на Зеравшане известны врезки более древние, чем позднплейстоценовые, также заполненные озерными отложениями пакшифского типа. Известны они и по правым притокам Пянджа в пределах Западного Памира. В Сасыккульской котловине по р. Аличур из глин подпрудных озер О.М. Григиной получены спорово-пыльцевые спектры,

Возраст
млн. лет

Трансгрессии оз. Хиргис-Нур

Оледенение Алтая

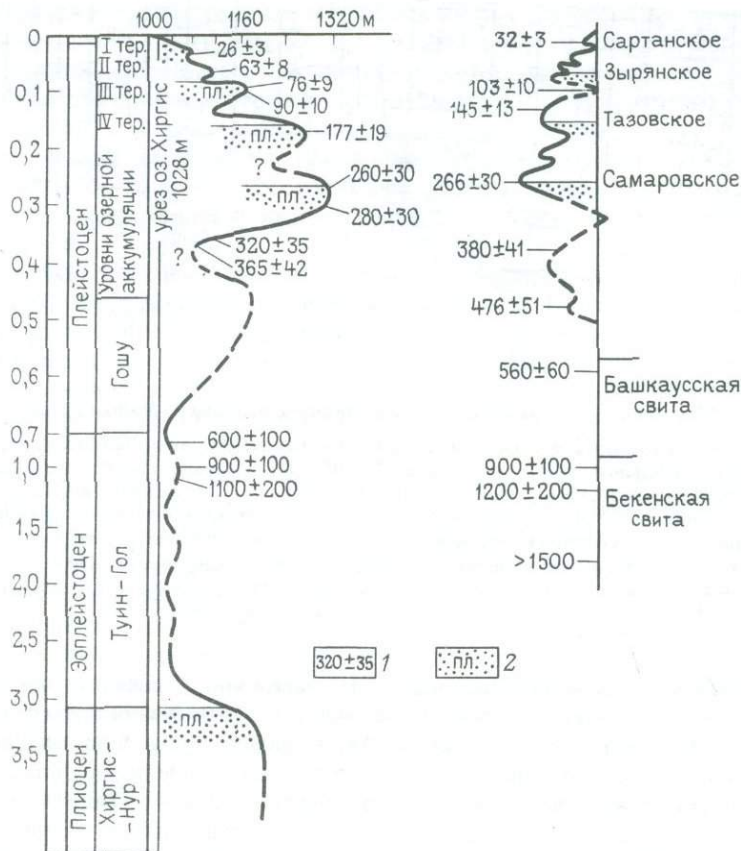


Рис. 29. Схема соотношений озерных трансгрессий в котловине Больших Озер (Западная Монголия) и оледенений Алтая. По Е.В. Девяткину [6]

1 — термолюминисцентные датировки, в тыс. лет; 2 — плювиальные эпохи (по спорово-пыльцевым данным)

соответствующие сухой степени с увеличением пыльцы древесных в отдельных горизонтах. Есть также озера, сформировавшиеся в голоцене, в современных речных врезках, нацело заполненные осадками, или сохранившиеся до настоящего времени (реки Шинг, Ягноб). Подобные озера широко распространены в глубоковрезанных долинах юго-западного склона Большого Кавказа (реки Амткели, Келасури). В большинстве случаев они обязаны своим возникновением плотинам, образовавшимся в узких участках долин в связи с катастрофическими смещениями крупных оползневых или обвальных масс с высоких склонов под действием сейсмогенных явлений.

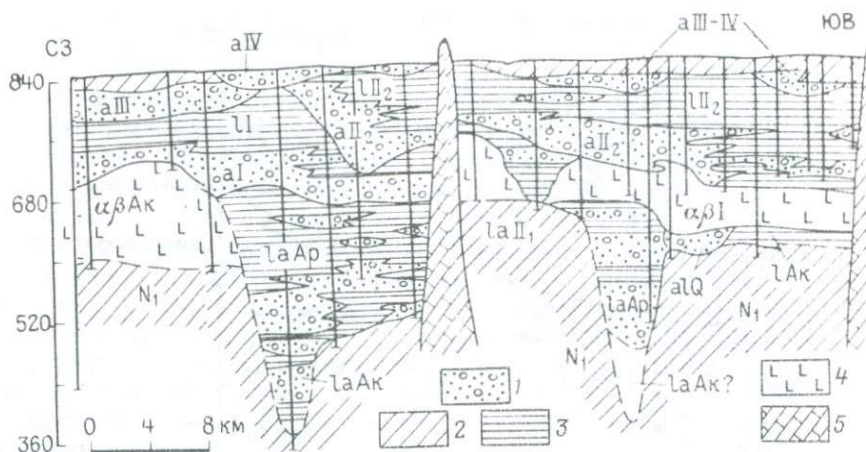


Рис. 30. Разрез через Араратскую и Садаракскую впадины на Малом Кавказе

1 – песок с галькой; 2 – суглинки, супеси; 3 – глина; 4 – андезит-базальты; 5 – известняки. Аллювий: aIV – голоценовый; aIII–IV – верхнеплейстоцен-голоценовый, нерасчлененный; aIII – верхнеплейстоценовый; aII₂ – среднеплейстоценовый, поздняя генерация; aI – нижнеплейстоценовый. Озерные и озерно-аллювиальные отложения: III₂ – среднеплейстоценовые, поздняя генерация; laII₁ – то же, ранняя генерация; II – нижнеплейстоценовые; laAp – то же, апшеронские; laAk – то же, акчагыльские. Вулканогенные отложения: αβAk – акчагыльские; αβI – нижнеплейстоценовые, N₁ – миоценовые отложения

иногда в горах возникают подпруды совсем иного генезиса. Они образованы в результате деятельности источников и отложения травертинов. Такие озера описаны А. Лаппараном [48] в высокогорных долинах Гиндукуша. Быстрое накопление травертинов и формирование подпрудных озер происходило в жарком и сухом климате высокогорий в течение голоцена.

Озера, существовавшие длительно и формировавшиеся в течение ряда климатических фаз, образуются, как правило, перед плотинами, имеющими тектоническое или вулканическое происхождение. Таково, например, озеро, возникшее в долине Терека перед поднимающимся Дарьяльским горстом. Озерные осадки, вскрытые бурением в Верхнетерской эрозивно-тектонической котловине, лежат на морене раннебезенгийского оледенения. Они представлены темно-серыми и черными глинами мощностью до 85 м. Над ними располагаются галечники, соответствующие позднебезенгийским террасам. Серые глины – ленточные, субледниковые; черные – менее закономерно слоисты и содержат растительные остатки. Тектоническое подпруживание привело к образованию озер Верхней Кубани – Улдукамского и Учкуланского [3]. В разрезе отложений мощностью до 200 м, выполняющих троговые долины выше поднятого их участка у с. Карт-Джурт, чередуются ледниковые, ледниково-озерные, флювиогляциальные и просто озерные отложения – интерстадиальные и интергляциальные. Гляциальные озерные слои песчаные, иногда песчано-

глинистые; интерстадиальные — серые супеси, алевроиты с растительными остатками, глинистыми диатомами.

В других горных районах тектонические подпруды можно предположить для древних озер Памбакских впадин на Малом Кавказе. Вероятно, тектонической подпруде — поднятию отрогов хр. Акшийряк — обязано своим возникновением ныне исчезнувшее Алабугинское озеро в долине р. Нарын (Южный Тянь-Шань). Зеленовато-палевые тонкослоистые глины простираются здесь на расстояние до 30 км. На Алтае среди озерных осадков, выполняющих Телецкий грабен, можно предполагать не только субледниковые и интерстадиальные, но и межледниковые горизонты.

Особый тип озер обусловлен лавовыми подпрудями или скоплениями вулканических туфов. Вулканические процессы не подчинены климатическим влияниям, и мы вправе ожидать в таких озерах напластования, соответствующие разным климатическим фазам. Примерами служат разрезы Ленинанканского и Араратского озер, возникших на Малом Кавказе в результате проникновения лавовых потоков в долины рек Ахурия и Аракс. В первом случае подпруда связана с извержениями небольшого вулкана (у станции Анипемза), во втором — с заполнением Садаракской впадины, через которую протекает Аракс, андезито-базальтами Малого Арарата (рис. 30). Озера существовали здесь в течение всего раннего плейстоцена [32]. В разрезах представлены зеленовато-серые глины, глинистые пески и алевроиты. Для Ленинанканской впадины получены спорово-пыльцевые спектры, отражающие две фазы лесной растительности с хвойными доминантами, разделенные третьей с ксерофитной степной растительностью. Озера были обширными, при впадении рек в их пределах формировались песчано-галечные дельты; постепенно продвигавшиеся вниз по течению, но это не нарушало чисто озерного осадконакопления.

СУБТЕРРАЛЬНЫЕ И СУБТЕРРАЛЬНО-АКВАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Имеются в виду отложения, формирующиеся в пещерах при участии различных агентов, а также отложения источников — фонтанальные. И те, и другие в значительной мере являются продуктами деятельности подземных вод. В общем процессе переноса обломочного материала по поверхности суши они занимают скромное место. Вместе с тем, если рассматривать их с точки зрения деления на "теплые" и "холодные" генетические виды, они приобретают значение природного термометра, работающего чаще всего вне связи с остальными генетическими типами и реагирующего на климатические флюктуации непосредственно. Кроме литологических особенностей субтерральных и субтеррально-аквальных отложений, этому способствует сравнительно хорошая сохранность извлекаемых из них остатков флоры и фауны.

Субтерральные (пещерные) отложения. Отложения, образующиеся в пещерах, в принципе, относятся к разным генетическим типам. Однако, основываясь на совместном нахождении, исследователи склонны рас-

смагивать их в совокупности. Результатом элювиальных процессов, идущих в пещерах, являются накопления терра-росса и так называемой "доломитовой муки". Среди гравитационных отложений выделяются обвальные и осыпные, различающиеся по размерам обломочного материала. Различны по облику подземноводные отложения — оглаженный щебень, галька, гравий, песчано-глинистые фракции. Более грубый материал в руслах подземных водотоков, более тонкий — в озерных ваннах. Наконец, широко распространены хемогенные натечные образования — сталактиты, сталагмиты, геликтиты, кораллиты и т.д.

В данном разделе для нас важна не столько разносторонняя характеристика пещерных отложений, сколько выяснение вопроса о влиянии климатических изменений на процессы их формирования. Прежде всего это колебания температуры, влажности, которые могут отразиться на степени измельчения обломочного материала в процессе выветривания, сказаться на интенсивности нарастания кальцита в годичных слоях сталагмитов и некоторых других натечных образований, вызвать преобладающее накопление тех или других генетических типов пещерных отложений в условиях теплого, влажного, а также сухого и холодного климата. В.Н. Дублянский [7], которым обработаны многочисленные данные о температуре и влажности 350 карстовых полостей на глубинах до 300 м, приходит к выводу о довольно значительных колебаниях этих микроклиматических характеристик. Даже в теплый период температура воздуха в пределах карстовых полостей разного типа меняется от 0,5 до 19 °С. Если говорить о пещерах, то особенно велики колебания температуры в привходовой зоне. В Пашийской пещере на Урале замеры зимних температур в привходовой зоне дали $-5 \div -15^\circ$, в нейтральной — от 0 до $+5^\circ$ С. В Кунгурской пещере лед не тает, и температуры зимнего периода отрицательные [24]. На стыке внутренней — нейтральной зоны пещер, где низкие положительные температуры сохраняются в течение всего года, и внешней — привходовой создается весьма неустойчивый микроклимат, где переход температур воздуха через 0° С совершается особенно часто. При этом температура стенок пещер, как правило, на $0,1-0,8^\circ$ С ниже, чем температура воздуха [7].

Очень важны для горных и предгорных районов данные об общем снижении температуры воздуха пещер с увеличением высоты над уровнем моря. Для гор, расположенных на широте Альп, с увеличением высоты на 100 м температура снижается вдвое [24]. Колебания влажности изучены главным образом для нейтральной зоны пещер, их диапазон невелик — от 96 до 100 %. В привходовых зонах они, так же как и колебания температур, всецело зависят от влажности внешней среды. Поэтому отложения, накапливающиеся в привходовых зонах пещер, особенно интересны с точки зрения палеоклиматических реконструкций. Накопление преимущественно щебнистых отложений традиционно считается результатом действия морозного выветривания. Пещерная глина относится к образованиям остаточного происхождения, накопившимся в результате химического выветривания в относительно теплых климатических условиях. Впрочем, как отмечает В.Н. Дублянский, среди пещерных глин нередко преоблада-

ет аллохтонный материал. Не вполне ясно, с какими климатическими фазами ассоциируются аллохтонные пещерные накопления — подземный аллювий. Л.И. Маруашвили пишет об их палеоклиматической бесперспективности, о том, что их присутствие сокращает поддающиеся палеоклиматической интерпретации интервалы разрезов пещерных отложений или создает в них нежелательные пробелы. Подобное заключение верно лишь отчасти, ибо обводненность пещер, действие подземных водотоков зависит от количества поверхностных вод и, в конечном счете, от климата. Важны также конкретная геоморфологическая обстановка и положение пещер в общей системе вертикальной климатической зональности. Цуцхватская система пещер Западной Грузии, изучавшаяся Л.И. Маруашвили, расположена в непосредственной близости к влажным колхидским субтропикам. Она была обводнена постоянно, что и объясняется категоричностью сделанного им вывода. Впрочем, судя по характеру разреза Бронзовой пещеры, в позднем плейстоцене и в этой климатической зоне не менее шести раз имели место существенные похолодания климата.

Особенно интересны материалы, полученные в Цонской пещере, расположенной в субальпийском поясе горно-луговой зоны южного склона Большого Кавказа (абс. отметки 2100—2150 м). В разрезе выделяется 10—11 слоев суглинков, отличающихся друг от друга по цвету и объему щебнистых включений. Некоторые слои археологически стерильны, другие содержат ашельские, мустьерские, мезолитические и энеолитические орудия [20]. Стерильный суглинок располагается под слоем с мезолитическими орудиями, аналогичный слой — между ашельскими и мустьерскими слоями. Слой, предшествующий мезолиту, охарактеризован как светложелтая глина, переполненная щебнем. В основании ашельских слоев отмечена галька. Цонская пещера рассматривается как временное стойбище охотников. В этой связи можно предполагать, что слои, стерильные в археологическом отношении, отвечают существенным похолоданиям климата, когда посещение пещеры с охотничьими целями было нецелесообразным. В ашельских и мустьерских слоях найдены остатки пещерного льва, кабана, бизона, оленя, козули, что указывает на достаточно теплый климат соответствующих временных интервалов.

Данные о палеоклиматическом значении фаз, связанных с обводнением пещер и возникновением пещерных водотоков, имеются для разреза пещеры Кударо-Г. Они выявлены при изучении слоя 4, как бы врезанного в нижележащий слой 5 [20]. Слой 4 составляют известковистые суглинки и супеси с щебнем и обломками натечных образований. Палинологический анализ отложений свидетельствует о темнохвойных лесах с грабом, окружавших пещеру во время их накопления. Вышележащие суглинки слоя 3, залегающие субгоризонтально и содержащие щебень в значительно большем количестве, формировались в альпийском поясе (злаки, кустарниковая береза), в условиях более сухих и холодных.

Существенное смещение климатических зон, по данным археологов, отмечено для низкогорья северного склона Большого Кавказа. Слои с кремневыми орудиями типично мустьерского облика в Монашеской пещере на р. Губс (левый приток р. Ходзь в бассейне р. Лабы) содержат кости

горного козла, лошади и бизона при отсутствии остатков лесных форм. Мустьерские слои стоянки Губский навес в том же районе, изученные палинологически, среди травянистых содержат пыльцу ксерофитов, среди древесных — высокий процент пыльцы березы, что указывает на смещение зоны субальпийского березового редколесья на 600–700 м по сравнению с настоящим временем. Слои, содержащие мустьерский каменный инвентарь, сложены преимущественно песчаным материалом с примесью щебня. Это, при отсутствии глинистых образований, указывает на значительно большие интенсивность и общую продолжительность процессов криогенного выветривания в предгорьях Северного Кавказа по сравнению с колхидскими.

На существенное значение криогенных процессов при формировании микрорельефа и отложений указывает возникновение в известняках первой гряды Крымских гор нивально-коррозионных полостей [7]. Имеются в виду вертикальные полости различной глубины (от 5 до 30 м) и конфигурации (конусовидной, цилиндрической, щелевидной, сложной). В пределах известняковых плато снежный покров выпадает и тает до 7 раз и более в году, что резко усиливает коррозионные процессы. Низкая минерализация талых снеговых вод и высокое содержание углекислоты увеличивают их агрессивность и растворяющую способность. Около 80 % колодцев и шахт этого горного района лишены питающих водосборов и возникли за счет нивально-коррозионных процессов, причем полости нивально-коррозионного типа углубляются до тех пор, пока снег, в них попавший, успевает растаять в течение сезона. Темп их формирования, несомненно, контролировался изменением климатических условий в течение антропогена. В.Н. Дублянский [7] проследил распределение полостей по глубине и, построив соответствующую кривую, связал ее со шкалой абсолютного возраста. Максимумы этой кривой, по крайней мере в пределах плейстоцена, удовлетворительно увязываются с расположением ледниковых минимумов на климатической кривой, составленной В.А. Зубаковым (рис. 31).

Степень влияния морозного выветривания на формирование отложений в привходовых зонах различных пещер оценивается по-разному. Так, А.Н. Каландадзе для предгорий Колхиды, в отличие от соображений В.П. Любина, отрицает какие-либо серьезные изменения климатических условий. Споры в этой связи возникают и применительно к северным склонам Кавказа. Незначительное количество щебнистых накоплений и преобладание частиц супесчано-песчаной размерности в мустьерских слоях Монашеской пещеры и Губского навеса В.М. Муратов и Э.О. Фриденберг объясняют сравнительно мягкими климатическими условиями раннего вюрма в этом районе и проявлениями процессов химического выветривания. Между тем обилие супесчано-песчаного материала может быть следствием совсем иного, сурового климата, следствием активизации морозного выветривания. Широкое распространение в это время перигляциальных процессов на Русской равнине, вплоть до Приазовья и Равнинного Крыма, определенно свидетельствует в пользу криогенного происхождения супесчано-песчаного материала.

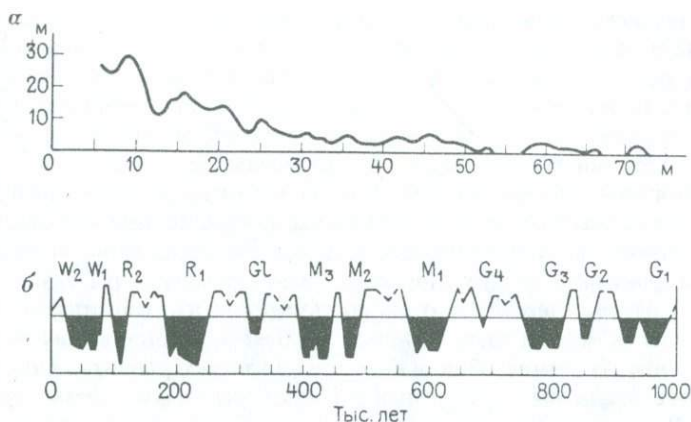


Рис. 31. Распределение нивально-коррозионных полостей Крыма по глубине (а) и кривая оледенений (б). По В.А. Зубакову [7]

О влиянии криогенного выветривания на формирование отложений в пещерах Восточного Крыма сообщает В.П. Душевский и Ю.Г. Колосов. Имеются в виду многослойные мустьерские стоянки Заскальная-V и Заскальная-VI (гrotы, большие навесы). Культурные слои залегают среди песка, который является продуктом разрушения нуммулитовых известняков. Пески на 50 % представлены фракцией от 3 до 0,25 мм. Остатки фауны, найденные в разрезах стоянок, принадлежат мамонту, лошади, сайге, северному оленю, песцу и имеют субарктический характер. Поздне-вюрмское похолодание перечисленных районов обычно не вызывает возражений, хотя оно вряд ли было более интенсивным, чем раннее. В позднем вюрме холодный климат фиксируется среди пещерных отложений щебнистыми горизонтами. Подобный горизонт, сопоставляемый с максимумом похолодания в вюрме, отмечают В.Н. Гладилин и Г.А. Пашкевич среди суглинков разреза пещеры Молочный Камень в Закарпатье. Щебнистый горизонт подстилается слоями, содержащими остатки кострищ с радиоуглеродной датой древесного угля $25\ 550 \pm 350$ лет. Тундровая обстановка выявлена палинологическими исследованиями. В щебнистых слоях лишь 5 % пыльцы древесных, преобладают кустарниковая ольха, карликовая береза, среди трав (82 %) – ксерофиты, среди спор – зеленые мхи, плауновые. По мнению В.П. Гладилина и Г.А. Пашкевича, альпийский пояс в это время опускался в Закарпатье до абс. отметок 500–750 м. Следует подчеркнуть, что нижние слои разреза Белой пещеры, немые в археологическом отношении, судя по приведенной авторами спорово-пыльцевой диаграмме, свидетельствуют о столь же суровом климате раннего вюрма.

Таким образом, пещерная глина с признаками красноцветности (терра-росса), в отличие от обычной "доломитовой муки", в климатическом отношении несомненно "теплое" образование. "Холодные", перигляциальные условия в привходовых зонах пещер вызывали накопление, наря-

ду со щебнем, значительных количеств песчаного, песчано-суглинистого материала. Накопление подземного аллювия в перигляциальных обстановках было загоржено. Отлагался лишь мелкозем, кольматирующий пустоты. В подземные озера поступала преимущественно глинистая составляющая осадка. В теплом климате коллювий обрушения, а также подземный аллювий имеют более грубообломочный характер.

Отложения источников. Выше была отмечена растворяющая способность талых снеговых вод по отношению к карбонатным породам вследствие низкой их минерализации и высокого содержания углекислоты. К этим факторам следует добавить низкие температуры талой воды и многие другие. Известно, что скорость растворения известняков зависит от крупности зерен кальцита — чем крупнее зернистость, тем медленнее растворение. В самом общем виде это позволяет уловить связь растворимости с возрастом карбонатных пород, со степенью их метаморфизованности. Выяснен также характер влияния терригенных примесей: загрязнение карбонатов замедляет процесс их растворения. Повышение температуры воды в принципе ведет к активизации растворения, но одновременно снижается растворимость в ней углекислоты, определяющей агрессивность вод по отношению к карбонатам. Влияние углекислоты, растворенной в воде, в данном случае гораздо существеннее, чем ее температура. При низких температурах растворимость CaCO_3 в воде в 3—4 раза выше, чем при высоких. Наличие в воде свободной углекислоты способствует растворению карбоната кальция. Плохо растворимый карбонат кальция переходит в гидрокарбонат, имеющий более высокую растворимость. Увеличивается растворимость карбонатов и с повышением солёности растворителя. В этом случае влияние углекислоты и температуры отступает на второй план.

Все сказанное имеет прямое отношение к процессам формирования травертинов (иначе известковых туфов и пресноводных известняков), которые образуются путем осаждения карбоната кальция из горячих и холодных источников углекислых минеральных вод. Подобные источники и соответствующие скопления травертинов широко распространены в пределах альпийского пояса Евразии. У нас это разновозрастные травертины Минераловодского района Центрального Предкавказья (рис. 32), достигающие подчас большей мощности, а также травертины в долинах Арагви, Алазани на южном склоне Большого Кавказа и в различных районах Армении (Веди, Анкаван, Джермук, Татев и др.). Есть они и в пределах Копетдага (Бахарденская пещера).

Состав минеральных вод источников различен. Например, воды Пятигорского Провала при общей минерализации 4352 мг/л содержат Cl 868, SO_4 725, HCO_3 1406, Ca 406, Mg 58, $\text{Na} + \text{K}$ 831 + 58 мг/л. Вода относится к гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-сульфатной гидрохимической фации, ее температура +32 °С. Кроме углекисло-сероводородных и углекислых источников, в районе г. Машук имеются соляно-щелочные, но и они в значительной степени углекислые.

В качестве примера термальных вод Западных Карпат, как правило, формирующих значительные скопления травертинов, могут быть приве-



Рис. 32. Травертины г. Горячей на окраине Пятигорска (Центральное Предкавказье)

дены воды курорта Теплице над Бечвой [24]. Их температура 22–23 °С, состав (в мг/л) следующий: Са 520,8; Mg 57,4; Сl 42,8; SO₄ 8,7; HCO₃ 2000; всего CO₂ 3569. Воды гидрокарбонатно-кальциевые. Углекислый газ в большом количестве содержится в водах озер Збрашевской пещеры и многих источников, в том числе в русле р. Бечвы. Объем свободного CO₂ в минеральных водах 35–43 %. В некоторых гротах Збрашевской пещеры травертины образуются в настоящее время, в частности, вокруг гейзеров, отмеченных гейзерными сталагмитами. Среди травертинов в основной и кальцитовой массе встречаются лимонит (железная охра), вад (землистый псиломелан MgO₂·Н₂O), арагонит и андрейт (аморфный натриево-магниевдо-кальциевый силикат).

Холодные (ниже 4 °С) минеральные воды известны в зоне многолетней мерзлоты (Якутия, Забайкалье). Они не дают скоплений травертинов, хотя содержание свободной углекислоты в них очень велико — до 3500 мг/л (Дарасун). Нет травертинов и в высокогорье Кавказа, хотя углекислые воды выходят на поверхность во многих районах (например, Долина Нарзанов в Приэльбрусье). Не образуют травертинов и холодные минеральные источники Армении, хотя все они относятся к категории углекислых.

Таким образом, осаждение травертинов из термальных минеральных вод объясняется высоким содержанием в них гидрокарбонатов и углекислого газа. Сказывается резкое изменение давления и температуры

при выходе вод на дневную поверхность. Бикарбонаты кальция, магния и железа превращаются в карбонаты и выпадают в осадок.

Значительное содержание углекислоты — это общая особенность термальных вод альпийского пояса, выходящих на поверхность по зонам разломов, что в условиях относительно высоких температур воздуха приводит к освобождению карбоната кальция в виде известкового туфа — травертина. Внутри пещер этот процесс идет перманентно: травертины отлагаются, затем растворяются при изменении состава термальных вод и вновь образуются. Иначе идет осаждение травертинов на поверхности, где термальные воды быстро охлаждаются. Известно, что интенсивное накопление травертинов идет преимущественно в южных районах с высокими летними температурами воздуха. Травертины не формируются в высоких широтах, в холодном климате. Так было и в плейстоцене. Объясняется это способностью углекислоты растворяться в водах с низкими температурами. Следствием этого является высокое (в 10 раз большее) содержание растворенного карбоната кальция в водах холодных областей. Во время оледенений, когда равнинные перигляциальные условия сливались с предгорными, углекислые термальные воды в приповерхностной зоне, охваченной мерзлотой, подвергались существенному охлаждению. Поднимаясь к поверхности, термальные воды по отношению к углекислоте, а следовательно, и к кальциту, приобретали все бóльшую и бóльшую емкость, что и приводило, в конечном счете, к растворению травертинов. Воды приобретали свойство агрессивности.

Все же в южных внеледниковых районах, на периферии перигляциальных влияний, среди травертинов выделяются не только обычные "теплые" разновидности, но и "холодные", отличающиеся значительной загрязненностью терригенным материалом и весьма малыми мощностями. Такие разности травертинов, находящиеся в фациальной связи с террасовым аллювием пойменного типа и отличающиеся горизонтальной слоистостью, выделены на Дунае в районе Будапешта, однако их объем по сравнению с основной массой травертинов, одевающих поверхности и уступы террас Дуная, ничтожен.

Специально изучению травертинов Будапешта и некоторых соседних районов посвящена работа Г. Шейера и Ф. Швейцера [50]. Самые древние травертины в южной части Будапештских гор лежат на паннонских осадках. Они формировались в озерно-болотных условиях и относятся к позднему плиоцену. Высота их залегаания над Дунаем в пределах горста Сабадшаг-Хег 350—400 м. Гюнцские травертины располагаются на террасе с относительно высокими высотами 270—280 м, гюнц-миндельские — на террасе, имеющей высоту 160—180 м, миндель-рисские — на 120—130 м, более поздние — на 90—100 м, 60—80 м, далее до уреза р. Дунай выделяется еще три террасовых уровня. Отмечено, что травертины не связаны с лессами и лессовидными отложениями и сопровождаются почвами межледникового типа. Следы действия сингенетичной мерзлоты в них отсутствуют, так как мерзлота и травертины не совместимы. Следы наложенных мерзлотных процессов довольно обычны.

В принципе, чем далее на юг, чем менее резкие различия между клима-

том ледниковых и межледниковых эпох, тем равномернее процесс накопления травертинов. Это положение не касается горных и, тем более, высокогорных районов, однако на юге различия между ледниковыми и межледниковыми климатами даже в высокогорье становятся менее контрастными, межледниковья отличаются большей продолжительностью и более высокими темпами накопления травертинов. В высокогорных долинах Центрального Афганистана в районе Банд-Амир травертиновые плотины, подпрудившие речной сток, создали двенадцать озер [48]. В районе Банд-Хожар долинная перемычка, сложенная травертинами, достигает высоты 25 м.

Активизация накопления травертинов при движении с севера на юг идет не беспредельно. Наиболее благоприятны условия формирования травертинов в сухом жарком климате. В тропических и субтропических влажных климатах формирование травертинов вновь прекращается. Объясняется это резким повышением роли биогенной углекислоты и органических кислот, продуцируемых тропической растительностью и насыщающих природные воды. Л. Якуч [47] указывает, что скорость растворения известняков в тропиках в 12 раз выше, чем в арктических и высокогорных районах.

Для нас важно следующее заключение — в пределах северной Евразии травертины являются преимущественно "теплыми" образованиями. Кроме соображений, приведенных выше, об этом говорят остатки фауны и отпечатки растений, обнаруженные в травертинах практически повсеместно.

ЗОЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В соответствии с генетической классификацией Е.В. Шанцера [39] в составе золотого (ветрового) парагенетического ряда континентальных осадочных образований выделяются перфляционные, перевеянные отложения (золотые пески) и суперфляционные, навейные (золотые лессы). В горах золотые отложения встречаются довольно редко. Наиболее известны золотые пески высокогорных плато. В этом отношении весьма характерны некоторые участки высокогорного Памира, где морозное выветривание приводит к интенсивному разрушению гранитных массивов, поставляя на их развееваемые склоны огромное количество сыпучего песчаного материала. Обширные песчаные пространства расположены восточнее оз. Каракуль. Суровые климатические условия Памира, характеризующиеся многолетней мерзлотой, позволяют с полным основанием считать эти пески приближающимися к "холодному" варианту. Безусловно криогенными они были во время последних оледенений, когда высокогорья Памира, не покрытые льдом, повсеместно превращались в каменистую пустыню, а широкое распространение гранитов и интенсивное морозное выветривание обеспечивали обильное поступление песчаного материала. Наиболее характерная черта песков, формирующихся в таких условиях, — их высокая подвижность, полное подчинение ветровым потокам.

Пески, слагающие золотой аккумулятивный рельеф южных предгор-

ных пустынь, чаще всего воспринимаются как "теплые" и противопоставляются "холодным" золовым пескам перигляциальных зон равнинных оледенений. Однако такое представление кажется слишком упрощенным. В рельефе пустынь аридных зон выделяются как реликтовые, так и рецентные формы, причем между ними удается установить определенные различия. Изучение песков Средней и Центральной Азии, проведенное Б.А. Федоровичем [33], позволило установить высокую степень зависимости величины, формы, ориентированности золовых форм рельефа от силы, направления и постоянства ветров, от особенностей их режимов — пассатного, муссонно-бризного, инверсионного и интерференционного. Вместе с тем отмечается длительность образования наиболее крупных форм, особенно протяженных гряд, продольных по отношению к направлению ветра.

В Центральных Каракумах подобные гряды достигают высоты 12 м и более. Их склоны в настоящее время в разной степени закреплены кустарниковой и травянистой растительностью, интенсивно перевеиваются лишь их гребни. Известно, что климат среднеазиатских пустынь в голоцене имел фазы, отличающиеся большей влажностью, более широким распространением растительности. Учитывая это обстоятельство, крупногрядовый рельеф в зоне внетропических пустынь во многих случаях следует воспринимать как реликтовый. К этому нас принуждает целый ряд соображений. Рисунок песчаного рельефа Западных Кызылкумов, Заунгузских и Западных Каракумов связан с ветрами, порожденными антициклоном, западный отрог которого располагается над Казахстаном. Он не особенно устойчив, по крайней мере в летнее время. Иная картина имела место в условиях сурового климата оледенений. Антициклон распространялся на Западную Сибирь, его осевая линия смещалась к югу, что создавало большее, чем ныне, постоянство ветров, существенно их усиливая. Перигляциальные зоны проникали на юг вплоть до предгорий Тянь-Шаня. Следы многолетней мерзлоты установлены в долине Узоя. Это позволяет предполагать ужесточение климатических условий в пустынях Средней Азии во время кульминации оледенений, исчезновение даже того минимума растительности, какой наблюдается здесь в настоящее время. Все это приводило к активизации золовых процессов и формированию весьма выразительного аккумулятивного рельефа. Б.А. Федорович указывает, что в холодных поясах при условии сухости климата дефляция полностью освобождается от сдерживающего влияния растительности. Пример тому — оголенная арктическая песчаная пустыня Земли Бунге.

Конечно, вряд ли целесообразно все грядовые пески считать реликтовыми. Но такими, несомненно, являются гряды, направление которых не согласуется или не вполне согласуется с направлением современных ветров. Гряды древнего облика, в значительной степени законсервированные, развиты в Заунгузских Каракумах, особенно в западной их части, где направление явно не соответствует равнодействующей современных ветров. Б.А. Федорович связывает их ориентировку с обтеканием приземными ветрами акчагыл-ашшеронского залива древнего Каспия. Но столь большой древности заунгузских песков противоречит его же концепция

о высокой подвижности золотых форм рельефа Средней Азии. Их возраст вряд ли можно отодвигать далее среднего плейстоцена. О разновозрастности многих массивов грядовых песков свидетельствуют данные Б.А. Федоровича по поводу крупных гряд "аала" в низовьях Теджена, о различиях в размерах и форме гряд на разных террасах Мургаба между станциями Джуджу-Клу и Карабаты.

Древним, во всяком случае дохвалыным, является Приузбойский песчаный вал, имеющий ширину до 22 км и высоту над окружающими также золотыми песками 15–20 м. Он тянется от урочища Куртыш к оз. Ясхан и далее к Малому Балхану. По Узбою хвалынский бассейн достигал г. Дардуль, с юга проникал в район Тоутли (северо-восточнее Кызыл-Арвата). Приузбойский вал представлял собой полуостров довольно крупных размеров.

Б.А. Федорович отмечает, что в различных районах Средней Азии и Казахстана угловое несогласие между ориентировкой древнего и современного рельефа песков достигает 20°. Он объясняет эти несоответствия изменениям градиента в азиатском антициклоне в ледниковое и послеледниковое время. Впрочем, и при совпадении ориентировки гряд разной крупности для крупных форм предполагается большая их древность по сравнению с мелкими. Приводятся данные о высоте песчаных форм: на хазарском аллювии (17–20 м), на хвалынских террасах высотой 75 м (10–12 м) и высотой 60 м (6–7 м), на четвертой террасе Узбоя (3–4 м). Сдерживающая роль псаммитной растительности, замедляющая в тысячи раз темпы перевеивания, несомненна. Отсюда логично предположение об активизации навевания продольных гряд в перигляциальных условиях. Б.А. Федорович считает, что навевание высоких продольных гряд возможно лишь сильными и в настоящее время редкими ветрами. В этой связи выделяются участки с "драхлым" золотым рельефом, где пески на гребнях продольных гряд обогащены мелкоземом. Имеются у Б.А. Федоровича и конкретные датировки грядового рельефа различных районов низменных Каракумов хазарским временем.

Конечно, не только продольные гряды, но и пески иных форм, в частности комплексные барханообразные массивы, могут оказаться реликтовыми. Характерны в этом отношении системы поперечных к направлению ветра несимметричных песчаных гряд, формирующиеся перед различной высоты горными хребтами (перед Тамдытау в Кызылкумах, перед Каратау в Муянкумах, на предкопетдагской равнине между Ашхабадом и Балханским коридором). Высота гряд от 30 до 100 м, ширина систем, ими образованных, до 100 км, длина до 370 км.

Анализ обширной литературы, в которой имеются описания песков различных районов земного шара [29, 33], свидетельствует о присутствии древних генераций среди разнообразных форм золотого рельефа. Весьма характерны в этом отношении линейные гряды высотой 15–30 м и длиной 4–5 км среди песков и солончаков Цайдама. В разрезах видно, что среди косослоистых песков имеются пылеватые разности. Пески Обручевской степи в юго-восточных Каракумах также сцементированы примесью пылеватого материала. Особенно древний, слабо расчлененный об-

лик имеют пески юго-западной части пустыни Такла-Макан, где наряду с высокими продольными грядами ("киновыми спинами") присутствуют крупные комплексы барханов, сложенных уплотненными песками, насыщенными пылеватым материалом. Имеются разности пылеватых плотных песков, закрепленных растительностью, и в разрезах продольных гряд чученских песков к востоку от г. Урумчи. Примером типично реликтового эолового рельефа, сформированного в перигляциальной обстановке последнего оледенения, следует считать бэровские бугры Северного Прикаспия. Они фиксируют направление господствовавших восточных ветров, деятельность которых осуществлялась на обширной территории вследствие регрессии Каспия в предполднехвалынское время.

Как видно, различия между "теплыми" и "холодными" разновидностями эоловых песков устанавливаются не только по формам рельефа, но и по особенностям их отложений. Анализ строения и расположения реликтовых продольных гряд может дать материал для палеоклиматических реконструкций, для восстановления направлений ветров и расположения барических максимумов во время оледенений. Если учесть, что даже смена зимних климатических обстановок летними влияет на ход эоловых процессов, то трудно возражать против действия на обстановку пустынного осадконакопления крупных климатических фаз, особенно столь резко различных, как ледниковые и межледниковые. Следует, вероятно, учитывать и более дробные климатические подразделения ледниковий и межледниковий. В частности, пльвиальные фазы в эволюции климата пустынь, увязываемые обычно с ледниковьями, относятся лишь к начальному этапу становления ледниковых обстановок, затем наступает фаза перигляциальных пустынь, особенно благоприятная для разветвления и формирования наиболее крупных форм эолового рельефа. Б.А. Федорович отмечает, что колебания тепла и влаги, порождавшие оледенения и межледниковые периоды на северных равнинах, не могли не сказаться на колебаниях климатической обстановки и в пустынях Средней Азии. По его мнению, это приводило к сравнительно незначительным сменам ксеротермических фаз на несколько более пльвиальные и, возможно, сказалось на изменениях интенсивности циркуляции атмосферы, в целом не нарушив ее построения в этих отдаленных от равнинных оледенений районах.

Подобные высказывания, в принципе правильные, все же явно умаляют значение перигляциальных влияний на процессы формирования пустынного рельефа и эоловых отложений. Это становится ясным после рассмотрения проблем, связанных с происхождением лессов, широко распространенных в среднеазиатских предгорьях.

Эоловые лессы — это отложения, происхождение и даже само существование которых вызывало и вызывает наибольшее количество разногласных суждений. Однако в основополагающих работах по генетическому анализу четвертичных континентальных осадочных образований эоловым лессам отводится подобающее место [39]. Реальность эолового фактора осадконакопления основывается на наблюдениях за пылевыми бурями в Черных землях, Казахстане, в южных районах Средней Азии,

за выпадением пыли на ледниках. В последнее время изучен процесс поступления эолового материала, поставляемого пассатными ветрами в Атлантический океан [19]. Средняя концентрация пыли над о-вом Барбадос равна $2,5 \cdot 10^{-3}$ г/м³. На Бермудах — до $6 \cdot 10^{-3}$ г/м³. Мелкоалевритовые частицы на 95 % состоят из кварца и полевого шпата. С аридными зонами совпадают пояса высоких концентраций кварца и полевых шпатов в океанических осадках. А.П. Лисицын [19] приходит к выводу о том, что лессы на дне океанов должны занимать не меньшую площадь чем на суше. Имеются соответствующие примеры. В восточной части Тихого океана на широте Калифорнии под современными осадками мощностью 5—6 м с преобладающей размерностью 0,005—0,01 мм встречен слой алеврита, на 58 % состоящий из кварца, плагиоклаза и мусковита. Е. Бонатти и Г. Аррениус [42] считают алеврит эоловым. Его возраст по ¹⁴C более 40 тыс. лет. Его гранулометрия сравнивается с таковой для лессов Меца-Верде (Калифорния) — осадков несколько более грубых, отложившихся ближе к пустыне Сонора, откуда поступала пыль.

А.П. Лисицын, учитывая действие эоловых процессов, выделяет особый тип литогенеза — аридный океанический. Представления эти основываются на анализе результатов современного осадконакопления. Во время равнинных оледенений и широкого распространения перигляциальных зон, смыкавшихся с пустынными, и условий криогенного выветривания, поставлявшего лессовый мелкозем, эоловые процессы, несомненно, были более интенсивными, и их эффективность во много раз превышала выявленную для настоящего времени. Вопрос только в том, как, по каким признакам обособить эоловые лессы из близких к ним отложений иного генезиса, как вычлениить или хотя бы угадать в них эоловую составляющую.

Н.И. Кригер [16] предлагает в этой связи следующие признаки: 1) чуждый минеральный состав; 2) закономерное изменение гранулометрии и содержания тяжелых минералов по мере удаления от вероятных источников развевания; 3) залегание на изолированных возвышенностях или обширных горизонтальных площадях, исключающее действие делювиальных процессов. Каждый из этих признаков, по мнению Н.И. Кригера, при детальном рассмотрении может казаться спорным. Поэтому желательно их комплексное использование.

В пределах альпийского пояса Евразии есть много районов, где указанные признаки применительно к лессам вполне выдерживаются — Большая Венгерская впадина, Западное и Восточное Предкавказье, некоторые территории Средней Азии. Можно бы указать и другие районы, однако лессы в основе своей нередко имеют аллювиальный, пролювиальный, делювиальный генезис и с эоловыми отложениями либо не связаны, либо имеют к ним опосредованное отношение.

На равнинах Большой Венгерской впадины лессы распространены достаточно широко. Однако в большинстве случаев генезис их может быть оценен различно. Лишь один район кажется весьма благоприятным для сохранности чисто эолового мелкозема. Это правобережье Дуная к югу от Будапешта, в междуречье Дуная и Шю. Этот район по разлому,

совпадающему с долиной Дуная, в послепаннонское время был поднят над плоскостью Венгерской равнины и в течение плейстоцена находился вне сферы эрозионно-аккумулятивной деятельности каких-либо крупных рек. Он обладал первично равнинным рельефом. Лучшие разрезы многоярусного лессового покрова известны у населенных пунктов Пакш, Дунайфельдвар и др. Они хорошо изучены П. Криваном и М. Печи. В работах П. Кривана подчеркивается, что элементы лессовой толщи залегают спойно, наблюдается последовательная смена лессовых горизонтов и погребенных почв. Лессы датированы в соответствии с альпийской шкалой вплоть до основания гюнца. В качестве ресс-вюрмской выделена первая от поверхности черноземного вида почва, сильно нарушенная солифлюкцией. М. Печи особое внимание обращает на то что почвы фиксируют неровную поверхность лессовых горизонтов. В лессах наблюдаются размывы, нарушающие и усложняющие строение толщи. По сравнению со схемой Н. Кривана ресс-вюрмская почва опущена вниз по разрезу как минимум на два лессовых горизонта. В разрезе выделены погребенные почвы разного типа (черноземные степные, коричневые лесные) — всего 8 или 9. В основании — это краснозем, развитый на паннонских песчаных глинах и отвечающий, по мнению М. Печи, началу плейстоцена. В 1965 г. Дунайское правобережье посетил А.И. Москвитин. Первую от поверхности слабо гумусированную погребенную почву он отнес к молодого-шекснинскому межледниковью, ресс-вюрмскую почву М. Печи счел существенно более древней. В данном случае важна не стратиграфическая сторона дела, но генезис лессов. Лессы, несмотря на некоторое их перетолжение, не могут иметь какого-либо иного генезиса, кроме золowego. Налицо по крайней мере два из трех критериев, предложенных Н.И. Кригером: залегание на обширных горизонтальных площадях и минералогический состав, чуждый подстилающим паннонским глинам. Перетолжения, замеченные в разных лессовых горизонтах, во многих случаях можно рассматривать как синхронные накоплению осадка. Несмотря на сложность строения лессовой толщи, в ней можно видеть отражение событий по крайней мере всего плейстоцена — каждый перигляциальный интервал отмечен лессом, каждый интергляциальный или интерстадиальный — почвами разного типа.

Важно понять источник лессового материала, приносимого ветром на равнинное правобережье Дуная. Этим вопросом специально занимался П. Криван. Он сообщает о перигляциальных режимах накопления лессов, о восточных ветрах, переносивших пылеватый материал. Источник пыли — обширные аллювиальные равнины левобережья Дуная и бассейна Тисы. Известно, однако, что золовой рельеф песков сформирован северо-западными ветрами, преобладание которых характерно для голоцена и межледниковий. П. Криван пишет, что лесс и подвижные пески взаимно исключают друг друга, что они являются чередующимися образованиями. Это положение представляется слишком категоричным. Среди золowego рельефа междуречья есть разновозрастные формы. Аллювий развевался и в перигляциальных условиях, но возникший золовой рельеф впоследствии был существенно преобразован. Во всяком случае, ориентировка золowych форм в пределах песчаного массива Ниршаг на северо-востоке

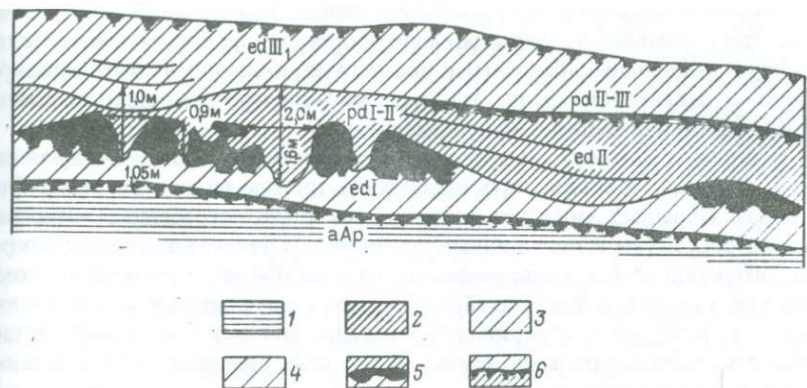


Рис. 33. Золовые и золово-делювиальные отложения с погребенными почвами и следами мерзлоты в правобережье р. Кубани у ст. Темжбекской

ed III₁ – верхнелейстоценовые, ранняя генерация; ed II – то же среднелейстоценовые; ed I – то же, нижнелейстоценовые; pd I–II – погребенная почва лихвинского века; pd II–III – то же, микулинского века; aAp – аллювий, датируемый апшероном. 1 – глины; 2 – суглинки тяжелые; 3 – то же, средние; 4 – то же, легкие; 5 – погребенные почвы, черноземные; 6 – то же, черноземовидные

Венгрии указывает на северные, северо-восточные, карпатские направления ветра. Помимо песков Дунай-Тисского междуречья, важным источником лессового мелкозема служил песчано-суглинистый аллювий Кереша и Мароша – левых притоков Тисы, поставивших обильный обломочный материал из Трансильвании и Бекета.

Не менее благоприятными в течение плейстоцена были обстановки лессонакопления в пределах Западно-Кубанского краевого прогиба, на обширном высоком и плоском междуречье Кубани и Дона. Междуречье, по крайней мере в Прикубанской его части, представляет собой аллювиальную равнину апшеронского возраста. Апшеронский возраст равнины позволяет предполагать, что в ее пределах могут быть встречены наиболее полные разрезы лессовых пород, относящихся к плейстоцену. Здесь над аллювиальными отложениями пойменно-лиманного типа, расслоенными красно-бурыми почвами, часто явно субазральным, с интенсивным обызвесткованием горизонтов A₂ и B₁, залегают светло-бурые суглинки лессового облика мощностью 5–7 м. Суглинки содержат погребенные черноземы, число которых достигает пяти. В основании среднего горизонта лессов обнаружены псевдоморфозы ледяных клиньев (рис. 33). Этот факт, а также наибольшая по сравнению с другими горизонтами мощность позволяют считать его днепровским. Мощные днепровские лессы распространены на Ергенях и в пределах Украины. В этом случае нижняя почва лихвинская, а нижний суглинок, как правило, малой мощности, не всегда четко отграниченный от плиоценового аллювия, относится к нижнему плейстоцену. Вышележащие почвы, вероятно, одинцовская и микулинская. Последняя – типичный чернозем. Разделяющий их лесс – московский. Далее идут лессы и лессовидные суглинки, которые в ряде мест

(ст. Темижбекская) на нижележащие горизонты ложатся с легким размытием, что указывает на формирование лессовых пород не только золовыми, но и делювиально-балочными процессами, имеющими место одновременно с навеванием пыли. Их расслаивают черноземовидные почвы, иногда выклинивающиеся по простираанию.

Основным источником лессовой пыли служила перигляциальная область Русской равнины, простиравшаяся иногда вплоть до предгорий Кавказа. Обращает внимание сокращенное число погребенных почв, расслаивающих лессы и лессовидные суглинки. Отсутствие в золовых покровах интерстадиальных почв, относящихся к днепровскому и московскому времени, и особенно позднеплейстоценовых, столь полно развитых в делювиальных шлейфах предгорий, указывает на совпадение лессонакопления лишь с кульминационными фазами равнинных оледенений и ослабление этого процесса в иных условиях.

Вторым довольно обширным районом Предкавказья, характеризующимся, пожалуй, еще более полным развитием лессов и лессовидных отложений изначально золотого генезиса, являются северная и восточная окраины Ставропольского поднятия, а также равнины междуречья Маныча и Терека. В возрастном отношении равнины разнородны — акчагыльские прибрежно-морские, апшеронские морские и аллювиально-лиманные. Наконец, обширная аллювиальная равнина Терско-Кумского междуречья датируется средним плейстоценом. Наиболее полно золотые отложения этого района охарактеризованы Л.Г. Балаевым и П.В. Царевым.

Лессовые породы этих районов отличаются высокой степенью пылеватости, светлым палевым или желтовато-палевым цветом, ясно выраженной пористостью, столбчатой отдельностью в естественных обнажениях, наконец, просадочностью, — т.е. типичными признаками золовых лессов, выдержанными на больших расстояниях и глубинах. Золотый генезис лессов Л.Г. Балаев и П.В. Царев подтверждают распределением тяжелых минералов в лессах. Навевание шло с востока. Мощность лессов (от 1 до 12 м) зависит от возраста и неотектонического положения тех элементов рельефа, на которых лесс залегает — чем древнее изначальная равнина, тем более мощным и сложно построенным оказывается лессовый покров. Во многих случаях фиксируется синхронное и вторичное переотложение лессов делювиальными процессами.

Впрочем, далеко не все породы, имеющие лессовый характер и отнесенные Л.Г. Балаевым и П.В. Царевым к золовым, в действительности являются таковыми. В частности, в разрезе лессовых пород высокой степени Терско-Кумского междуречья под золовыми отложениями лежат хазарские суглинки аллювиально-лиманного генезиса, тесно связанные с аллювием нижележащего "верхнетеречного" горизонта. Не являются чисто золовыми также лессовые породы надтеречной плоскости — терского правобережья, примыкающего к холмогорьям Терского хребта между станциями Прохладная и Червленая. Нижняя их часть тесно связана с песчаным аллювием Терека — предгорно-пойменной его фации. Суглинки содержат линзы песков, признаки слоистости, в верхней части — горизонты луговых гидроморфных почв с неразвитым профилем. И лишь выше

залегают толща лессов с черноземной почвой в основании, типично субазральной, интенсивно гумусированной, отмеченной белоглазкой. Мощность лессов 7–10 м. Они иногда слоисты, содержат щепнистые прослои, отмечается прерывистость слабо выраженных почвенных горизонтов. Многие свидетельствуют об участии в формировании лессовых пород обломочного материала, поступавшего со стороны Терского хребта по многочисленным балочным понижениям. Вместе с тем для чисто пролювиальных лессов слишком однородны. Л.Г. Балаев и П.В. Царев фиксируют в них увеличение содержания крупных фракций не в сторону Терского хребта, как этого следовало бы ожидать при чисто пролювиальном генезисе лессов, а в сторону Терека. В результате делается единственно правильный вывод: в накоплении лессов участвовали эоловые процессы. Лессовый материал навевался на край террасы, на склоны Терского хребта, и лишь последующее его перемещение (синхронное навеванию в геологическом масштабе времени) имело пролювиальный характер.

В Средней Азии лессы широко распространены у подножия Копетдага, в Таджикской депрессии, Восточной Фергане, Приташкентском районе, в предгорьях Каратау и Заилийского Алатау. Особенно полно изучены лессы Таджикской депрессии. Они отчетливо подразделяются на долинные и водораздельные. Это хорошо видно в долине р. Иляк, где выделен илякский комплекс эрозионно-аккумулятивных террас с мощными лессовыми покровами. Лессы отличаются значительной мощностью — от 30 до 50 м и более, высокой степенью пылеватости, однородностью, палевым оттенком. Слоистость, по крайней мере для верхних частей лессовых толщ, отсутствует. Улавливается она близ основания террасовых лессов, тесно связанных с нижележащим песчано-галечным аллювием в качестве его предгорно-пойменной фации. В средней части разреза выделяются светло-бурые, светло-коричневые почвы и почвовидные горизонты (обычно 2–3). Залегание лессов субгоризонтальное, но верхние горизонты облекают уступы террас и поднимаются на местные водоразделы, находящиеся вне влияния боковых притоков. Последние поставляют грубый материал, который в ряде случаев расслаивает лессы террас.

Водораздельные лессы в среднем течении р. Иляк можно наблюдать в его правобережье на склоне к р. Джондада у с. Карамайдан. Их мощность достигает 230 м. Они расслоены многочисленными почвами. По возрасту толща соответствует палеомагнитным зонам Матуяма и Брюнес. Отмечены наклонное залегание, переотложение лессов на склонах. В их основании и средней части темные коричневые почвы с комковатой структурой, под бровкой откоса четыре сближенные сероземные почвы и снова светлый пылеватый лесс с характерным облекающим залеганием (5–7 м). Лессы относятся к среднему — верхнему плейстоцену. Суммарная их мощность 50–60 м. Условия залегания по отношению к долине р. Иляк, во всяком случае для средне-верхнеплейстоценовых генераций, не оставляют сомнения в их эоловом генезисе, что не исключает синхронного делювиального переотложения.

На востоке Таджикской депрессии особенно интересен разрез Лахути в левобережье р. Обимазар, где обнажается мощная (до 80 м) лессовая

серия, лежащая на аллювии одной из древних речных террас, здесь неотектонически опущенной. К лессам прислоняются более молодые позднеилякская и раннедушанбинская террасы, в верхней части разреза также сложенные лессами (до 30 м). Соотношения террасовых лессов с водораздельными могут быть прослежены в деталях, что чрезвычайно важно для суждения о генезисе тех и других. Галечники и лессы позднеилякской террасы прислоняются к основному лессовому разрезу. Самые верхние его лессы, расслоенные двумя-тремя темно-серыми почвами, опускаются к тыловому шву террасы, заполняют вложенную в террасовые лессы ложбину и далее переходят на раннедушанбинскую террасу. В нижней своей части они тесно связаны с лессами пойменной фации ее аллювия. Лессы средней части основного разреза — раннеилякские, а подстилающий их аллювий древней террасы — поздневахшский. Залегание раннеилякских лессов свидетельствует в пользу золотого их происхождения, более молодые могут рассматриваться как золово-делювиальные.

Как известно, накопление лессов Средней Азии долгое время связывали с формированием террас, рассматривая их как пойменную фацию аллювия или как фацию разливов пролювиальных конусов выноса. Выше было показано, что подобная позиция имеет основания, так как горные реки субледникового питания действительно выносили в предгорья огромное количество материала лессовой размерности, подготовленного в горах криогенным выветриванием. Несколько позже пристальное внимание было обращено на разнотипные погребенные почвы, широко развитые в разрезах лессовых покровов различных районов Средней Азии. Эти материалы привели к отрицанию аллювиального генезиса лессов, к представлениям о субазальдном их происхождении. В схеме А.Е. Додонова и А.В. Пенькова, иллюстрирующей подобный подход к расчленению водораздельных лессов, аллювий террас различного возраста или пачки галечников более сложных разрезов коррелируются с погребенными почвами и комплексами отложений в водораздельных лессах. Они рассматриваются как преимущественно делювиально-пролювиальные. Предполагается, что субальпийский пояс, где особенно активно идет формирование делювия, во время оледенений смещался в предгорья.

Предпосылки для такого суждения несомненно имеются. Выше отмечено, что в разрезе Хонако-2 верхний от поверхности горизонт гумусированной грязно-серой почвы разбит псевдоморфозами ледяных клиньев глубиной до 2 м. Это доказывает былое существование многолетней мерзлоты в зоне предгорий. Лессы, относящиеся к верхнему плейстоцену, содержат главным образом пыльцу травянистых, среди которой преобладают полыни, что свидетельствует о климате сухой и холодной степи. Подобные условия способствовали формированию лессового мелкозема и делювиальному его переотложению. Привлечение пролювиальных процессов к объяснению генезиса лессовых покровов также закономерно. Пролувиальный снос материала подтвержден весьма основательным исследованием минералогического состава лессов, проведенным в 1958 г. С. Юсуповой. Однако если реконструировать площади, которые некогда

занимали лессы в Таджикской депрессии, то свободными от них останутся лишь сравнительно невысокие водораздельные гребни, расположенные таким образом, что пролювиальный и делювиальный снос с них не мог распространиться на ряд лессовых территорий. Таджикские лессы весьма однородны, не связаны с гранулометрически более грубыми фашиями, и часто не остается иных способов объяснения их генезиса, кроме эолового. Описания несомненно эоловых лессов в предгорьях Средней Азии приводят М.И. Ломонович, Н.И. Кригер, А.А. Никонов, А.С. Кесь, Б.А. Федорович. Прослеживая распространение лессов в Средней Азии, они связывают их происхождение с системой господствующих ветров, проникающих в замкнутые горами ловушки Восточной Ферганы, Таджикской депрессии и Горного Бадахшана.

Ярким примером, доказывающим эоловое происхождение лессов предгорий, является широкое распространение их на склонах хр. Кунь-лунь, обращенных к пустыне Такла-Макан [29]. Они прослеживаются до высот 3500—4000 м, имеют характерную супесчаную размерность, залегают на склонах, на высоких террасах, на древних моренах, но отсутствуют на низких террасах. Э.М. Мурзаев, ссылаясь на М.А. Глазовскую, связывает их консервацию и признаки слоистости с выпадением эоловой пыли на снег с последующим осаждением на подстилающую поверхность при исчезновении снежного покрова в экстрааридном климате этих районов. По данным Н.М. Пржевальского, подобные супеси развиты по всему южному обрамлению пустыни Такла-Макан — на Русском хребте и Алтынтаге. Их накопление связано с более энергичной, чем ныне, циркуляцией воздуха между Таримом и Кунь-лунем, с большей контрастностью климата, отвечающей, видимо, ледниковым эпохам. Источником пыли, поступавшей в предгорья из близлежащих пустынь, помимо изначального ее содержания в переважаемом речном аллювии, несомненно были процессы криогенного выветривания эолового песчаного материала. Рассматривая генетические аспекты лессовой проблемы применительно к территориям Закарпатья, Предкавказья, Средней и Центральной Азии, нельзя забывать про синхронное с накоплением лессовых пород любого генезиса, а также эпигенетическое их разуплотнение в условиях многолетней мерзлоты, которая во время оледенений среднего и позднего плейстоцена была для этих районов одним из мощных лессообразующих факторов.

Подобные представления превращают лесс среднеазиатских предгорий из "теплого" в "холодный". При таком подходе "теплый" лесс следует искать южнее, на окраинах пустынь, тяготеющих к экватору. Однако если взглянуть на схемы распространения лессов в пределах континентов, составленные Н.И. Кригером [16], то вокруг этих пустынь мы не встретим значительных лессовых площадей. Имеются лишь упоминания о лессовидных породах Индостана и южных окраин Сахары, настолько преобразованных элювиальными процессами, что их первично лессовую природу можно только предполагать. На оновании сказанного можно высказать мнение об отсутствии "теплых" лессов в сколько-нибудь крупных объемах.

Среди вулканогенных отложений отчетливо выделяются две крупные группы: лавы разного рода вместе с тяготеющими к ним лавокластическими породами и все остальные, прежде всего пирокластические. Лавы бывают кислые, средние, основные, что отражается на их текучести. Кислые лавы не распространяются на большие расстояния от центров извержений, тогда как основные образуют потоки длиной до 100 км и более. Вулканические постройки в этом случае относительно невелики. При извержении кислых лав образуются стратовулканы и огромное количество пирокластики. Для разных типов извержений устанавливается коэффициент эксплозивности рыхлых продуктов и общей массы материала, подаваемого вулканом. Для базальтового вулканизма он равен 10–18 %, для андезитового 60–80 %, для более кислого – до 100 %. Наблюдения за извержениями Везувия, Этны, Тамбора, Геклы, Кракатау, Котопахы, Козегвино и других вулканов показали, что вулканический пепел разносится на десятки тысяч километров, вулканический материал песчаной размерности – на несколько десятков километров, лапилли – на первые десятки километров, глыбы – на несколько километров.

В данном разделе, характеризующем генетические типы прежде всего с стратиграфических позиций, вряд ли следует рассматривать все аспекты генетического расчленения вулканогенных отложений. Важно выяснить их отношение к "теплым" и "холодным" климатическим фазам. Замечено, что формирование значительных шапок льда в пределах крупных вулканических центров приводит к возникновению своеобразных вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. Очень интересны в этой связи данные М.Г. Гроссвальда по Саяно-Тувинскому нагорью, опубликованные в 1965 г. Здесь на водоразделе Большого Енисея и Хамсары широко развиты базальтовые лавы, агломераты, туфы целого ряда вулканов щитовой и конической формы, в том числе таких как Шивит и Дербитайга. В разрезах северного склона вулкана Шивит выделяются вулканокластическая и лавовая толщи. В верхней части вулканокластической толщи обнаружены туфо-валунные отложения: слоистый туф с примесью карбонатного материала и оглаженными валунами базальтов, реже мраморов, кварцитов и гранитоидов размером до 2 м. Верхние поверхности валунов, включенных в туф, обладающий свойствами пуццоланового цемента, послонью обработаны ледником, что позволяет говорить о формировании валунных туфов в условиях покровного оледенения при неоднократных извержениях. Мощность "туфо-морены" от 2 до 40 м. Подобные спокойные эксплозии, не проплавлившие толщу льда, были возможны лишь при базальтовом типе извержений.

Отложения, близкие по облику к валунным туфам Саяно-Тувинского нагорья, отмечены А.Р. Гептнером [2] на территории Исландии в составе вулканогенно-осадочных формаций Каульфстиндар, Лакагигар, Суртсей и Ломагнапур. Здесь сидеромелановые гидроэксплозивные туфы, накапливавшиеся в интрагляциальной обстановке, нередко содержат валуны с характерной ледниковой штриховкой.

Иные породы вулканического и вулканогенно-осадочного происхождения связаны с наличием талых ледниковых вод. Это подушечные лавы, лавобрекции, обладающие большой пористостью, гиалокластиты, которые могли формироваться как в подледных, так и надледных условиях. Подушечные лавы, брекчии, гиалокластиты в неовулканической зоне Исландии слагают значительную часть формации Каульфстиндар. Пиллоу-лавы и гиалокластиты Исландии имеют преимущественно базальтовый состав, но на Камчатке описаны и более кислые их разновидности. Б.В. Иванов и Е.Ф. Милеев наблюдали образование подушечных лав при извержении вулкана Карымского в 1963 г., когда лавовый поток андезито-дацитового состава излился на мощный снежный покров. Обособлению подушек (размер от 1 до 8 м по длинной оси) способствовали высокая газонасыщенность лав и мощное паробразование. Т.Н. Крещенская на склоне вулкана Большой Чекчебоной описала переходы между массивными породами андезито-базальтового состава, подушечными лавами и подушечными брекчиями, образовавшимися при излияниях под толщей льда. Последнее доказывается ближним переотложением их составляющих талыми водами, причем образовавшиеся в этой связи флювиогляциальные тейфройды с подушечными брекчиями связаны фациально.

Очень интересны данные К.Г. Ширянина по гиалокластитам Армении. Он фиксирует связь гиалокластитов вулкана Берглю, расположенного на юго-западном склоне Арагаца, с подстилающими их желтыми и белыми пемзами, уменьшением содержания воды в породах от пемз к гиалокластитам и приходит к выводу об излиянии дацитовой магмы на поверхность снежного покрова.

Своеобразными чертами в холодных перигляциальных условиях обладают и пирокластические (пепловые и туфовые) образования. Весьма характерны почвенно-пирокластические чехлы, широко распространенные в различных вулканических районах Камчатки, несомненно, "теплые". В холодной климатической обстановке пирокластика не содержит четко выраженных почвенных горизонтов. Примером чисто пеплового чехла являются покровные супеси Центральной Камчатской депрессии, залегающие на высоких террасах и морене первого позднплейстоценового оледенения в достаточном удалении от вулканических центров. Их мощность достигает 30 м. Источник пирокластического материала — грандиозные эксплозии кислой пирокластики в Восточной вулканической зоне, начавшиеся в середине позднего плейстоцена.

Агломератовые пирокластические потоки, потоки раскаленных лавин ("палаящих гуч") различного механического состава, потоки игнимбригов (спекшихся туфов), пенные лавовые потоки, отложения направленных взрывов [25, 22], так же как и лавы, индифферентны по отношению к климатическим обстановкам извержений. Однако если они попадают на поверхность льда, тем более в ложбины, заполненные льдом и фирном, то при избытке воды возникают грязевые потоки — лахары. Наиболее типичны лахары для областей среднего и кислого вулканизма, где велико количество пирокластики. Это порода, состоящая из обломков и глыб разных размеров (до нескольких метров в диаметре), сцементированных

песчано-глинистой составляющей, чаще всего туфами, пеплом, пемзой, с примесью бурой глины. Строение лахаровых толщ, формировавшихся на склонах вулканов Ключевского, Авачинского, Безымянного и Шивелуча в 1927, 1938, 1956 и 1964 г., описывается в работах И.В. Мелекесцева, Т.С. Кравой, О.А. Брайцевой, Е.Ф. Малеева. Это серые, иногда с красноватым оттенком неяснослоистые грубообломочные отложения. Содержание глыб и валунов около 20 %, пелитов — до 7,5 %, алевритов — до 18 %, песка 75—86 %. Мощность лахаровых толщ 70—80 м.

Е.Ф. Малеев [25] подчеркивает сходство лахаровых отложений с отложениями агломератовых потоков. Лахары отличаются присутствием грубой слоистости, чаще всего неясной, подчеркнутой расположением валунов и глыб, прерывистой по простираанию. Отмечается также большая плотность образовавшейся породы при отсутствии следов спекания или деятельности фумарол. Последний признак особенно важен, так как лахары нередко находятся в условиях парагенезиса с пирокластическими потоками различного типа. Рельеф поверхности лахаровых потоков, иногда занимающих у подножий вулканов десятки и даже сотни квадратных километров, холмистый.

В областях базальтового вулканизма, где пирокластика имеет меньшие объемы, талые воды ледниковых районов, возникающие под действием извержений, менее нагружены обломочным материалом. В этом случае образуются мощные водные потоки, подобные йокудльхлейпам Исландии (до 400 тыс. м³/с). По сведениям К. Саппер и Х. Вадель, во время последнего извержения вулкана Катла, имевшего место в 1918 г. в восточной части ледника Мирдальс-Йокуль, равнина, расположенная к югу от Мирдальс-Йокуль, представляла собой мощный водный поток с плывущими по нему огромными ледяными глыбами. Глубина потока могла достигать 70 м. Равнина, называемая Мирдальсзандром, сложена преимущественно песками. Описания извержений вулкана Гримсветн под ледником Ватна-Йокуль принадлежат Х. Ваделю и Н. Нильсону. Н. Нильсон пишет, что извержение 1934 г. вызвало разлив р. Скейдара почти до размеров Амазонки. Ширина реки достигала 8 км, максимальные глубины не могли быть меньше 15—20 м, ибо поток нес ледяные глыбы подобных размеров. Объем воды, вынесенный рекой, 14 км³.

Отложения йокудльхлейпов Исландии изучены А.Р. Гептнером и Ю.А. Лаврушиным. Это мелковалунно-галечные наносы, слагающие конусы выноса типа зандровых, на поверхности которых беспорядочно размещены крупные глыбы базальта, перенесенные потоками внутри еще более крупных глыб льда. Иногда соотношение воды и обломочного материала в йокудльхлейпах было таким, что возникали грязекаменные потоки, однако, более тяготеющие к каменным, нежели к грязевым.

Важен вопрос о влиянии вулканогенного материала на формирование других генетических типов антропогенных отложений. Некоторыми исследователями рассматриваются все возможные процессы, идущие на склонах и у подножий вулканов, и соответствующие отложения обозначаются как вулканогенно-осадочные с дальнейшими подразделениями. При этом чувствуется стремление к возможно более полному охвату

генетических типов и включению их в вулканогенный ряд. Принцип парагенетических соотношений [39] как будто бы позволяет идти в этом направлении достаточно далеко. Сложности возникают с коллювиальными отложениями разного типа. Они связаны с вулканом лишь как с формой рельефа и источником обломочного материала. Не относятся к вулканогенным также грязекаменные отложения, связанные с деятельностью дождевых вод и обычным весенним снеготаянием. Не менее определенно решается этот вопрос по отношению к пролювию, формирующемуся у подножий вулканов за счет переотложения рыхлых вулканических продуктов. В составе пролювия преобладают тефроиды, что сближает его с собственно вулканогенными отложениями. Между тем любую толщину с точки зрения ее генезиса можно рассматривать как вулканогенную лишь в том случае, если она формировалась при доминирующем влиянии синхронного вулканического процесса. Установить синхронность подчас бывает довольно трудно, и в результате возникают классификации, где петрографические и гранулометрические признаки смешиваются с генетическими, чего в принципе, не следует делать.

Итак, подразделение вулканогенно-осадочных образований на "теплые" и "холодные" варианты, ясное для пирокластических покровов, в иных случаях затруднено, ибо озерно-ледниковые гиллокластиты вряд ли существенно отличаются от просто озерных. Диагностика лахаров и йокудльхлейпов холодных обстановок, иных, нежели современные, также не разработана.

МОРСКИЕ ОСАДКИ И ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ, СВЯЗАННЫЕ С РЕЧНЫМ СТОКОМ

С приближением к береговой зоне водоприемных бассейнов свободно менадрирующие подгорноравнинные реки начинают дробиться на рукава и формируют дельты различных типов. Особенно показательны дельты Куры и Терека в предгорьях Кавказа. Они располагаются в пределах наиболее опущенных участков Куринской впадины и Терско-Каспийского краевого прогиба. Режим, сходный с современным, для р. Куры установился вслед за отступанием позднехвалынской трансгрессии. Стадии длительной стабилизации береговой линии вызвали формирование дельтовых конусов.

Фиксируется пять послехвалынских дельт Куры, не считая современной. Древнейшая располагается на стыке Карабахской и Мильской степей, две — сразу выше и ниже устья Аракса и две в низовьях Куры. Все они, включая современную, являются дельтами выдвигания. В условиях тектонического опускания местности это можно объяснить лишь высокими значениями твердого стока реки (37 млн. т/год при жидком стоке $18 \text{ км}^3/\text{год}$). Мутность речных вод во время половодья в низовьях Куры колеблется от 4 до $12\,500 \text{ г/м}^3$. За период половодья (апрель — июнь) проходит 85 % твердого стока. По размеру взвешенные наносы распределяются следующим образом: менее 0,01 мм — 60%; 0,25—0,01 мм — 32%, более 0,25 мм — 8%.

Главными протоками современной Куринской дельты являются Старая Кура и Судоходная Кура. На взморье они продолжены русловыми бороздинами, имеющими ограничения в виде прирусловых кос. Для них отмечены значительные скорости приустьевоего стока, особенно в половодье (1–2 м/с). Разные соотношения сгонных и нагонных ветров приводят к изменению скоростей течения в рукавах дельты, к перераспределению стока по ним, в том числе и твердого, к образованию островов на взморье за счет расчленения прибороздинных кос и их переформирования. Это в свою очередь приводит к образованию мелководных лагун, лиманов, постепенно заносимых мелкоземистым материалом.

Современное взморье Куры приглубое, что объясняется тектоническими причинами. В древних дельтах Куры на западе Мильской степи и в Приараксинской зоне приустьевые пространства были отмельными. Мелкоморье и зона осадконакопления простирались на десятки километров. По обе стороны дельт выдвигения возникали мелководные заливы, куда выходили побочные дельты и нередко смещалось главное речное русло. Это приводило к формированию обширных култучных понижений, к заносу заливов иловатым материалом, отлагавшимся в пределах плавней, а также опресненного взморья.

Дельта Терека, так же как и курильская, располагается в зоне новейшего погружения, однако в голоцене явно меньшего, чем это отмечено для низовий Куры. Годовой сток Терека 11 км³ воды и 26 млн. т взвешенных наносов. Отмечается крупность последних (1–0,5 мм – 8,1 %, 0,5–0,1 – 19,4 %, 0,1–0,05 – 14,1 %; менее 0,05 мм – 58,4 %). Терек впадает в мелководный Аграханский залив. Вода в нем опреснена, что ликвидивирует коагуляцию взвешенного материала, характерную для ослоненного взморья, и приводит к распределению выносимого Терекком обильного обломочного материала в полном соответствии с силой стокового течения и воздействием последующего ветрового перемещения.

Интенсивно заносимой оказывается и дельта Кубани. В лиманы поступает около 40 % годового твердого стока, достигающего дельты Кубани. К примеру, годовая скорость заносимости Ахтанизовского лимана 0,8 км². Весьма характерен режим осадконакопления на кубанском взморье. Взморье приглубое, но значительные величины водного стока (до 16 556 млн. м³) приводят, особенно при сгонных ветрах, к проникновению речных вод в сторону моря на расстояние до 6 км. Вместе с пресными водами распространяются и взвешенные наносы, что фиксируется цветом воды, ее мутностью и прозрачностью.

Очень важно проследить, насколько далеко от берега простирается непосредственное влияние речного стока. Известно, что паводочные взвеси при взаимодействии с солями морской воды коагулируют, образуя агрегаты, которые осаждаются быстрее, чем частицы размером 0,01 мм. При большой концентрации взвесей скорость коагуляции увеличивается. Концентрация взвесей в несколько граммов на литр в условиях солености, равной 1 %, приводит к почти полной коагуляции взвесей в течение часа и выпадению их в осадок (процесс флокуляции). Коагуляция замедляется при малых размерах частиц и при низких температурах. Содерж-

жание органического вещества в воде исключает коагуляцию. Таковы результаты опытов. Однако в естественных условиях главной причиной осветления придельтового пространства является не коагуляция, а смешение пресных и соленых вод на взморье. Смешение это происходит тем дальше от устья, чем больше величины речного стока. Падение величин и скоростей стокового течения на взморье идет по экспоненциальному закону. На взморье Куры при расходе $1000 \text{ м}^3/\text{с}$ и соответствующей скорости выходной струи оно прекращает свое существование на расстоянии 3 км от устья. Стоковая струйность прослеживается на 4–5 км. Опресняющее влияние реки при паводке улавливается на расстоянии 10–15 км и более, но изогалина 1 ‰ располагается на расстоянии в 2 км, 3 ‰ в 3 км, 5 ‰ в 4 км, 8 ‰ в 5 км от устья. В этих условиях основное количество взвесей распространяется в зоне стоковых течений. Затухание их скоростей, уменьшение транспортирующей способности выходной струи приводит к выпадению в осадок частиц более $0,005 \text{ мм}$, причем до 80 ‰ взвесей выпадает под влиянием собственной тяжести и 20 ‰ за счет коагуляции. Коагуляции подвергаются частицы размером менее $0,005 \text{ мм}$, но, по-видимому, далеко не все. На взморье, где содержание взвесей в целом уменьшается, количество частиц размером $0,002 - 0,003 \text{ мм}$, наоборот, возрастает. В дальнейшем они выпадают в осадок в процессе разбавления речных вод морскими, причем большая часть оседает не из-за коагуляции, но за счет своей собственной массы.

Эти сведения показывают, что роль коагуляции в процессе осаждения речных взвесей явно преувеличена. В условиях сильного опреснения взморья она вообще незначительна. Распространение взвесей в сторону моря зависит от дальности речной струи, от ее кинетической энергии, от величины расходов воды в реке. На взморье Куры при расходах около $60 \text{ м}^3/\text{с}$ граница мутности располагается в 250 м от приустьевых баров, а при расходах в $1000 \text{ м}^3/\text{с}$ и максимальной мутности в $12\,500 \text{ г}/\text{м}^3$ — в 4,6 км. Чем больше величина водного стока, тем обширнее опресненное пространство на взморье. Малые реки не дают существенного опреснения.

Очень многое зависит от формы водоприемного бассейна. Относительно узкий залив или эстуарий благоприятнее для опреснения, чем открытое взморье, конечно, лишь в случае непривливногo бассейна. Весьма важно соотношение с большими глубинами. Приглубые русла характеризуются малым проникновением пресных вод и наносов в сторону моря даже в паводок, ибо пресные воды растекаются по поверхности более плотных соленых и быстро осолоняются, что сопровождается выпадением в осадок даже сравнительно тонких взвесей. В межень солевые воды проникают в дельтовые протоки на значительное расстояние ("галоклин"). Иное дело отмелое устье, мелководное предустьевое взморье. В этом случае при больших величинах жидкого и твердого стока пресные воды и обломочный материал распространяется на огромное расстояние. Таково, например, предустьевое взморье р. Волги. По данным И.В. Самойлова, она имеет средний водный сток $255 \text{ км}^3/\text{год}$ и твердый сток 25,5 млн. т. Изобата 1 м проходит в 25–35 км от морского края ее дельты и охватывает до 40 ‰ площади взморья. Опреснение предустьевое пространство просле-

живается до глубин 4—5 м. Река выносит огромное количество иловатого песка. Особенно интенсивно идут эти процессы во время паводка. Мутность паводковых вод в среднем равна 200 г/м^3 при максимуме до 700 г/м^3 , что в 10 раз больше, чем в межень. Зона опреснения (до 1%) в паводок распространяется на волжском взморье на 150 км до глубин около 6 м. Пресные речные воды вместе с переносимыми ими иловатыми песками под влиянием силы Кориолиса смещаются к западному берегу Каспия и достигают о-ва Чечень, где сливаются с зондой терского опреснения.

Конечно, годовой водный сток Волги в 20 раз больше Куринского, но твердый сток почти вдвое меньше. В ледниковые эпохи количество воды, переносимое Курой, резко повышалось, одновременно увеличивалось разрушение обломочного материала. В этих условиях, при ограниченных размерах куринаского залива древнего Каспия, можно представить себе весьма своеобразный режим мелкоморья, совершенно опресненного, заносившегося песком и мелкоземом супесчано-суглинистой размерности.

В настоящее время опубликовано большое число работ, посвященных строению и особенностям формирования дельт разного типа, в том числе и внешних авандельтовых их участков. Обзор этих работ сделан недавно А.А. Чистяковым [38]. В большинстве случаев работы эти касаются приливных дельт. Констатируется, что морфология приустьевых частей речных долин и их дельт во многом зависит от распределения стока в течение года. Равномерный сток дает стабильные русла меандрового типа, неравномерный сток, преимущественно весенний, приводит к образованию разветвленных русел и накоплению относительно более грубого и плохо сортированного аллювия. От тех же причин во многом зависит тип дельты, особенно отmelой. Она может состоять из одиночных, ветвящихся или даже переплетающихся русел. Переплетающийся русловой рисунок дельт характерен для рек с резко неравномерными расходами. Чем больше наносов, тем мобильнее дельта, многократно смещающаяся и переформирующаяся, выдвигающаяся в сторону водоприемного бассейна. При значительных величинах стока соленые воды выталкиваются из речных русел и отесняются далеко от приустьевой зоны взморья. Обычно образующиеся здесь приустьевой бар и примыкающие к нему приустьевые косы в этом случае не стабильны. Особенно характерно это для мелководного взморья. Баровые отложения не имеют значительной мощности, быстро выходят на поверхность, прорезаются русловыми бороздинами и дельта активно выдвигается в море. Отложения приустьевых баров образуют обширные песчаные покровы.

Влиянию речного стока на формирование комплекса дельтовых и авандельтовых осадков противостоят морское волнение, вдольбереговые течения, приливы и отливы. В этом отношении все дельты подразделяются на три главных типа: с преобладанием речных, волновых и приливно-отливных процессов [38]. Для нас наиболее интересен первый тип, ибо в этом случае аккумуляция наносов в пределах шельфа идет интенсивно, и влияние суши на морское осадконакопление проявляется очень ярко. В отдельных случаях, когда водная артерия оказывается особенно мощ-

ной, ее влияние не могут заглушать даже приливно-отливные, а тем более волновые процессы. Есть реки с очень большим годовым Q , соответственно, паводковым стоком. Для Оби расходы воды равны $400 \text{ км}^3/\text{год}$, обломочного материала 13,5 млн. т, для Енисея, соответственно, $550 \text{ км}^3/\text{год}$ и 11 млн. т. Обе реки впадают в эстуарии большой протяженности. Обская губа имеет 800 км длины и 35–100 км ширины. Почти вся она опреснена. Речные выносы распространяются до Тазовской губы включительно. Обращают внимание огромные значения водного стока Оби и Енисея при сравнительно малом твердом стоке. Горные реки даже при малых величинах водного стока имеют твердый сток в три раза больший.

Ближе эти цифры у таких рек как Хуанхэ (водный сток 126 км^3 , твердый сток 1886,9 млн. т, средняя мутность $15975,39 \text{ г/м}^3$) и Янцзы (водный сток 690 км^3 , твердый сток 500,8 млн. т, средняя мутность $373,66 \text{ г/м}^3$). Взвешенный материал, выносимый этими реками, имеет лессовую, алевритовую размерность и образует пояс шириной до 500 км, распространяющийся на большую часть Желтого и Восточно-Китайского морей. Даже штормовые волны в пределах этих заиленных мелководий теряют свою силу, они не могут рассредоточить вынесенный реками материал и переместить его в более глубокие части бассейна. В заливе Бохай средняя мутность у берегов равна 0,2–0,3 % ($2000\text{--}3000 \text{ мг/л}$), а во время волнения достигает 10–15 %, что соответствует водной массе, настолько насыщенной взвесью, что ее можно считать переходной к осадку [19], Хуанхэ выносит столь большое количество материала алевритовой размерности, что ее дельта увеличивается на 200 м в год, а залив Бохай загружен алевритовыми частицами на 200 км от устья [49]. Обращает внимание малый жидкий и огромный твердый сток Хуанхэ, что объясняется размывом лессовых пород, в том числе аллювиального генезиса, накопившихся при большей водности реки во время оледенений ныне крайне засушливого Тибета. Величины водного и твердого стока Янцзы соизмеримы – в бассейн Янцзы проникают муссоны. Между прочим, твердому стоку Янцзы равен твердый сток р. Миссисипи (500 млн. т), что так же, как и в бассейне р. Хуанхэ, объясняется размывом лессовых толщ, субледниковых по условиям образования. Мутные поверхностные воды Миссисипи прослеживаются от наиболее крупных ее рукавов на 70–100 км. И это несмотря на активный приливный режим взморья.

Все сведения о твердом и жидком стоке рек, приведенные выше, относятся к обстановкам осадконакопления, которые, несмотря на всю их специфику, являются "теплыми". Возникает естественное желание представить себе "холодные" обстановки, когда питание рек водой и обломочным материалом происходило в приледниковых условиях. В подобных условиях или относительно близких к ним в настоящее время находятся такие горные реки Субарктики как Индигирка, Анадырь и особенно Юкон. Индигирка при водном стоке $57 \text{ км}^3/\text{год}$ имеет среднюю величину твердого стока до 13,6 млн. т в год (при максимуме 16,8 млн. т), что соизмеримо с годовым твердым стоком таких крупных водных артерий как Обь (13,6 млн. т), Енисей (11,0 млн. т), Лена (15,4 млн. т). Значи-

тельна и средняя величина мутности Индигирки — 250 г/м^3 (максимум 413 г/м^3). Опреснение на предустьевом взморье во время паводков распространяется до свала глубин (около 10 км от берега). Среди выносимого обломочного материала преобладает мелкий песок. Почти весь объем твердого стока приходится на весенне-летнее время. Величина жидкого стока р. Анадырь $40,7 \text{ км}^3/\text{год}$. Существует Анадырское холодное течение, идущее из Анадырского залива и сливающееся с Камчатским. Твердый сток равен 3—4 млн. т. От устья р. Анадырь в Анадырском заливе тянется полоса гальки и крупных песков. Галечники распространены в ширину на 50—60 км, причем нижняя их граница опускается до глубин 30—40 м. Ширина зоны песков и алевритов достигает 150—170 км, глубина проникновения 80—100 м.

Река Юкон начинается в Береговом хребте, несущем значительное современное оледенение, принимает многочисленные притоки с хр. Брукса, гор Макензи, с Аляскинского хребта. Она имеет мощный, растянутый на все лето паводок и высокую мутность вод (от 300 до 470 г/м^3). Годовой водный сток 185 км^3 , твердый сток в устье 88 млн. т. Большая часть переносимых им взвешенных наносов поступает из его левых притоков (р. Танана и др.), начинающихся среди современных ледников Аляскинского хребта и хребта Врангеля. Для р. Тананы отмечается аномальная мутность вод в половодье до 275 г/м^3 (среднегодовая мутность Юкона в устье 300— 470 г/м^3). От устья р. Юкон прослеживается весьма протяженный язык грубопесчаного материала, сливающийся с песчаным выполнением залива Нортон и всей северной части Берингова моря от о-ва Св. Лаврентия до мыса Дежнева. А.П. Лисицын [19] подчеркивает аномальность величины смыва и выноса обломочного материала в бассейне р. Юкон, которые по своему значению располагаются в одном ряду с соответствующими величинами для рек тропической гумидной зоны, с одним отличием — Юкон не несет взвеси пелитовой размерности. Химические процессы, дающие глинистую составляющую обломочных масс, в Субарктике заторможены.

Условия Субарктики с ее многолетней мерзлотой, активным криогенным выветриванием, энергичным делювиальным и солифлюкционным сносом на склонах приводят, таким образом, к существенному увеличению твердого стока горных рек. Подобные климатические условия в пределах горной зоны альпийского пояса Евразии несомненно существовали, хотя и в несколько ином стиле. Сочетание мощного водного стока с обилием обломочного материала, поступающего в долины в пределах перигляциальных зон, было характерно для времени оледенений. Южные горы в этих условиях аккумуляровали значительное количество осадков в виде льда, фирна и снега. Низкое положение фирновой и снеговой границ приводило к их мобильности. Реки имели смешанное ледниково-снеговое питание и неустойчивый режим в весенне-летнем периоде, для этих широт весьма продолжительном. Следствием этого было формирование мощных толщ ледникового аллювия в горном варианте, поступление на подгорные равнины, а затем и в акватории значительных масс мелкопесчаного, алевритового (супесчано-суглинистого) материала, возрастание водного и

твердого стока до величин, равных современному стоку Юкона и существенно больших. Предположение это правомерно, по крайней мере для крупных транзитных рек, таких как Кубань, Кура, Терек, Амударья и близкие к ним по размерам и положению водосборных бассейнов. Можно представить и особый тип гидрографа этих рек, когда паводковые условия стока растянуты на весь летний сезон. При близком положении акваторий к горам подобный сток создавал в приустьевых зонах особую среду осадконакопления, когда реки были сильнее моря. Особенно велика была выносящая роль устьевых течений, выходящих в заливы и эстуарии. Подобные обстановки прибрежной седиментации в предгорных акваториях, располагающихся у подножья Кавказа в пределах Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского предгорных прогибов, а также в Рионской и Куринской межгорных впадинах, создавались неоднократно. На разных этапах антропогена они создавались также в Предкопетдагском прогибе под влиянием стока пра-Амударьи, в южном сегменте Предкарпатского прогиба у подножья Трансильванских Альп, в Ломбардской впадине, продолжавшей Адриатику в сторону альпийских предгорий.

Но, вообще говоря, сочетание высоких гор, затронутых оледенением, и прилегающих к ним мелководных акваторий, располагавшихся в предгорных прогибах и межгорных впадинах, даже в глобальном масштабе осуществлялось сравнительно редко. Чаще мы имеем дело с крупными реками, идущими к акваториям долгими путями, пересекающими платформенные равнины. Но и в этом случае при благоприятных условиях в разрезах морских осадков можно выделить фации опресненного мелководья. Они выделяются, например, среди ачкагыльских и апшеронских отложений Северного Прикаспия, где формировались под влиянием стока палео-Волги, верховья которой в то время, вероятно, пересекали Валдайскую гряду и уходили в пределы Фенноскандии. В Скандинавских горах для этого отрезка времени уже реконструируется покровное оледенение. Аналогичные фации улавливаются в разрезах плиоплейстоцена низовьев Рейна, где они формировались под влиянием альпийских оледенений. Несомненно, оледенение Скалистых гор и Североамериканской равнины сказалось на формировании аллювия р. Миссисипи и приустьевых осадочных серий в Мексиканском заливе.

В том случае когда горные реки выходят к акваториям, не имеющим отмелого шельфа, на их продолжении образуются каньоны и далее, у подножья континентального склона, — мощные глубоководные конусы. Такова обстановка у западного тихоокеанского побережья США и Канады. Здесь с Северных Кордильер стекают реки Колумбия и Фрейзер. Колумбия дренирует обширный западный склон центральной части Скалистых гор. Истоки ее идут от ледников, расположенных на гребне Передового хребта, в частности близ г. Колумбия (абс. отметка 3747 м). Годовой водный сток р. Колумбии в устье равен 187 км^3 , твердый сток 36 млн. т. Расход в половодье может достигать $43\,000 \text{ м}^3/\text{с}$. Столь большой водный сток и значительные уклоны продольного профиля реки приводят к тому, что на взморье, помимо взвешенных наносов, выносятся большой объем влекомых песчаных частиц. Песчаные выносы формируют протяженные

отмели, косы и острова, непрерывно меняющие свое расположение. Для заливов Британской Колумбии характерна очень большая мутность. Несмотря на высокий прилив, сильное прибрежное волнение и значительные глубины, примыкающие к устью, выносимый рекой взвешенный материал распространяется к юго-востоку на огромное расстояние, а влекомый поступает по системе каньонов к состоящему из конусов глубоководному шлейфу, сопровождающему здесь подножие континентального склона.

На территории СССР подобные условия глубоководной аккумуляции можно предполагать для Черного моря, где у подножия большого Кавказа несомненно формируются конусы Мзымты, Бзыби, Кодори, Ингури и Риони.

Обломочный материал, поступающий из приустьевых зон в каньоны, в пределах конусов транспортируется придонными течениями и турбидитовыми потоками. В верхней части конуса прослеживаются относительно плоские долины, продолжающие каньон. Как правило, они обрамлены приустьевыми валами. В средней части конуса долины разветвляются на ряд второстепенных русел, разделенных относительно плоскими пространствами. Русловые отложения представлены песками, реже гравийно-галечным материалом. Пески средней части конуса могут образовывать достаточно мощные и протяженные покровы. Однако в междуречных пространствах преобладают алевролиты. Руслу нередко распространяются и на периферию глубоководных конусов, но глубина их уменьшается до первых метров, среди осадков преобладают алевролиты и алевролитистые глины.

Особенности накопления и сам характер осадков в пределах средней и верхней частей глубоководных конусов во многом определяются объемами и гранулометрическим составом обломочного материала, поступающего из речных долин, а также колебаниями уровня водоприемных бассейнов. Эти процессы взаимосвязаны. При повышении уровня океана песчаные отложения конусов перекрываются илами, при понижении устья рек вновь приближаются к истокам подводных каньонов. В этом видят причины цикличности в строении конусов. Однако причины активизации стока речных наносов кроются не только в этом. Одновременно с понижением уровня океана в плейстоцене, как правило, гляциоэвстатическими, происходило увеличение площади горных и равнинных оледенений. Их становление, разрастание сопровождалось активизацией водного и одновременно твердого стока рек, имевших в течение летних сезонов весьма неравномерный режим паводкового типа. Значительные массы льда, фирна и снега особенно в горах, расположенных на юге, где летние сезоны были растянуты на большую часть года, многократно исчезали и возобновлялись, что немедленно сказывалось на объемах жидкого и твердого стока рек, поставлявших материал в пределы водоприемных бассейнов. В настоящее время еще нет достаточного количества данных о строении глубоководных конусов. Строятся гипотетические разрезы [38], где фиксируется динамика развития конусов, связанная с периодичностью стоковых и турбидитовых течений в каньонах, с колебаниями уровня океана, но изменения в интенсивности стока рек (весьма значительные)

при этом, как правило, не учитываются. Есть упоминание об относительной грубости поздневисконсинских осадков на конусе Амазонки, перекрытых известковистыми илами глоценового возраста, что объясняется низким уровнем Атлантики в позднем висконсине. Аналогичные явления улавливаются при изучении многих других конусов и для плейстоцена с его многократным чередованием оледенений и межледниковий. В дальнейшем, вне всяких сомнений, можно будет установить различия в строении относительно грубообломочных, "холодных", криогенных свит, фаций, генетических типов и видов, формирование которых в пределах конусов было связано лишь с понижениями уровня бассейнов или одновременной активизации речного стока.

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ АНТРОПОГЕНОВЫХ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В предыдущей главе было проведено разделение генетических типов и подтипов антропогенных отложений на "теплые" и "холодные" варианты — генетические виды. Результаты этой работы суммирует предлагаемая генетическая типизация (табл. 3). Левая ее часть представляет собой схему Е.В. Шанцера [39, 40], с незначительными изменениями. Среди них выделение лимнического ряда, противопоставляемого флювиальному, десертный — среди коллювиальных отложений, каменных глетчеров — среди ледниковых. В правой части таблицы помещены генетические виды, дано их пространственное распределение по обстановкам седиментации — горным, предгорным, предгорно-равнинным, — так, как это было сделано в свое время Н.И. Николаевым. В скрытом виде схема отражает тенденцию к еще большей детализации, так как многие генетические виды являются не только "теплыми" и "холодными", но, в то же время, "сухими" или "влажными", что отвечает понятию "генетический подвид". Примером "холодного" и "сухого" генетического типа, подразделяемого на подтипы, виды и даже подвиды, могут служить каменные глетчеры. Во влажной климатической обстановке вместо каменных глетчеров возникли бы настоящие ледники. В то же время ясно, что сухость в данном случае весьма относительна, ибо без воды, достаточной хотя бы для того чтобы насыщать массы обломочного материала, каменные глетчеры не формируются. Это тот довольно обычный случай, когда отложения-антиподы в значительной степени редуцированы.

При дальнейшей детализации, кроме генетических видов и подвидов по литолого-петрографическим признакам и особенностям среды накопления могут быть выделены генетические разновидности. На данном этапе это термин свободного пользования. Не все части табл. 3 одинаково надежно обоснованы и разработаны, имеются чисто терминологические трудности, но саму возможность детализации схем на климатической основе она иллюстрирует убедительно и в этом смысле имеет самостоятельное значение.

В предыдущей главе книги рассмотрены преимущественно "холодные" генетические виды. И это не случайно. Для юга СССР "теплые" генетические виды обычны, и систематическая их характеристика во многом была бы повторением общеизвестных истин. Иное дело виды "холодные" — на их обособлении в южных районах может базироваться стратиграфическое расчленение и разработка детальных стратиграфических схем антропогена, причем не только в горах, но и в предгорьях.

Принципиально важно представление о зонах активного криогенного выветривания, занимавших во время оледенений обширные территории не только в высокогорье, но и опускавшихся в низкие ярусы рельефа вплоть до предгорных районов. Криогенное выветривание поставляло

Генетическая типизация антропогенных осадочных образований

Парагенетические ряды, группы, подгруппы, генетические типы, подтипы				Обстановки						
				Горные		Предгорные		Предгорно-равнинные		
				теплые	холодные	теплые	холодные	теплые	холодные	
Элювиальный	Почвы		Почвы	Автоморфные	Горные подзолы, черноземы, сероземы, буроземы	Каменистых пустынь, горно-тундровые	Горные сероземы, черноземы, буроземы, коричневые	Арктические, дерновые	Сероземы, черноземы, каштановые, желто- и красноземы	Пустынно-степные, солонцеватые
			Гидроморфные	Лугово-болотные	Тундро-глеевые, локально развитые	Лугово-болотные	Тундро-глеевые (локально развитые)	Болотные, лугово-болотные, солонцовые		
	Элювий		Элювий	Хемоморфный			Зеброидный, желто- и красноземный		Желто- и красноземный	
			Термофракционный							
			Криогенный		Криоэлювииты		Криоэлювиальные лессы		Криоэлювиальные лессы	
	Субаэриально-фитогенный	Автохтонные торфяники		Автохтонные торфяники	Верховые	Верховых болот и озер		Верховых болот и озер		Междуречных болот и озер
Низинные				Долинные		Долинные		Долинные, лиманно-дельтовые		

Парагенетические ряды, группы, подгруппы, генетические типы, подтипы				Обстановки						
				Горные		Предгорные		Предгорно-равнинные		
				теплые	холодные	теплые	холодные	теплые	холодные	
Коллювиальный	Гравитационная	Обрушения	Дерупций	Сейсмогенный						
				Экзогенный	Обычные разновидности		Обычные разновидности			
			Десерпций		То же	Слоистые осыпи	То же		Обычные разновидности	
		Сползания	Десерпций			Каменные развалы, курумы выветривания (площадные)				
			Дефлюксий			Крутых и пологих склонов, шлейфы подножий, линейные курумы, земляные глетчеры		Пологих склонов, шлейфы подножий		Пологих склонов
			Деляпций	Сейсмогенный						
		Экзогенный	Обычные разновидности	В массивных породах	Обычные разновидности	Осо́вы, оплывины	Обычные разновидности			

Коллювиальный	Делювиальная	Смывания	Делювий	Гляциальный							
				Собственно гляциальная		Суглинистый (пологих склонов), шлейфы подножий		Суглинисто-щебнистый (относительно крутых склонов)		Пологих склонов	
Гляциальный	Собственно гляциальная		Основ-ные морены	Основные	Обычные разновидности	Насыщенные мелкоземом		Насыщенные мелкоземом			
				Абляционные	То же	То же		То же			
				Краевые морены	Боковые	То же	— " —				
					Конечные	Промытые	— " —		Насыщенные мелкоземом, реже промытые		
				Каменные глетчеры	С ледяным ядром	Каменные, отн. малых объемов	Земляно-каменные, связанные и не связанные с ледниками				
					С прослоями льда	То же	Земляно-каменные, без участия и с участием дефлюкционных процессов				
	Аквагляциальная	Лимногляциальная	Интрагляциальный	Наледниковых озер	Термокарстовых западин	Термокарстовых западин, камовых террас		Камообразующие			

Парагенетические ряды, группы, подгруппы, генетические типы, подтипы				Обстановки						
				Горные		Предгорные		Предгорно-равнинные		
				теплые	холодные	теплые	холодные	теплые	холодные	
Гляциальный	Аквэгляциальная	Лимногляциальная	Перигляциальный	Приледниковых озер	Обычные разновидности	Лишенные биогенной составляющей	Обычные разновидности	Лишенные биогенной составляющей		
		Флювиогляциальная	Интрагляциальный	Озовый		Озы, озоподобных гряд		Озы		
			Перигляциальный	Зандровый		Свалы		Зандры		
	с устойчивым режимом стока		Аллювий	Горный	Обычные разновидности	Констративный с присутствием селевых фаций; перстративный – террас, по ширине превышающих нормальную; связанный со склоновыми и пролювиальными шлейфами	Обычные разновидности	Констративный с присутствием селевых фаций; перстративный с криотурбациями; связанный со склоновыми и пролювиальными шлейфами		
				Равнинный					Обычные разновидности	Перстративный с криотурбаци-

Флювиальный	Потоков									ями, констративный с гипертрофией пойменной фации
	Потоков с неустойчивым режимом стока	Пролувиий	Суходольных долин	Щебнистые-снеговых и ледниковых селей	Щебнисто-суглинистые – перигляциальных селей	Щебнистые, преимущественно ливневых селей	Щебнистые с суглинистым покровом – перигляциальных селей			
Лимнический		Лимнический	Терригенный	С биогенной составляющей	Ленточный с иматровыми камнями	Обычные разновидности	Мелких озер, заносимых делювиом	Обычные разновидности	Лишенный биогенной составляющей	
			Хемогенный				То же	С значительной примесью терригенного материала		
Субтеррально-аквальный	Субтерральная	Подземный элювий	Хемогенный, криогенный	Терра-росса	"Доломитовая мука"					
		Подземный коллювий	Обвальносифузионный	Обрушения – щебнисто-глыбовые; сифузионного выноса	Обрушения – мелкощебнистые	Обрушения – щебнисто-глыбовые; сифузионного выноса	Обрушения – мелкощебнистые			

Парагенетические ряды, группы подгруппы, генетические типы, подтипы				Обстановки						
				Горные		Предгорные		Предгорно-равнинные		
				теплые	холодные	теплые	холодные	теплые	холодные	
морской	Течениевая	Побережная	Речных выносов	Отмелого взморья			То же, интенсивно перерабатываемых	Площадной аккумуляции	То же, интенсивно перерабатываемых	Площадной аккумуляции
		Шельфовая	Вдольбереговых течений			Обычные разновидности	Обычные разновидности вне зон действия речного стока	Обычные разновидности	Обычные разновидности вне зон действия речного стока	
			Стоковых течений	Приглубо-го взморья	Отмелого взморья	Устойчивых в плане	Часто меняющихся направлений	Устойчивых в плане	Часто меняющихся направлений	
		Глубоководных конусов	Стоковых течений	Верхнего и среднего конусов	Трубы-дигиты	Относительно тонкообломочные	Относительно грубообломочные	То же	То же	Часто меняющихся направлений

Прибрежно-	Тиховодная		Побережная	Лагунный					Обычные разновидности	Интенсивно зависимых лагун	
	Марино-глициальная	Шельфовая									
		Шельфовая	Шельфовая	Западно-шельфовый				Обычные разновидности	Имеющие повышенную мощность	То же	Имеющие повышенную мощность
		Шельфовая	Глубоководных конусов	Нижнего конуса Пелагический				Относительно тонкообломочные	Обычные разновидности	Относительно грубообломочные, повышенной мощности	
	Марино-глициальная	Шельфовая	Шельфовая	Подводных морен						Внутренней части шельфа	Внешней части шельфа, повышенной мощности
		Шельфовая	Шельфовая	Айсберговый				Обычные разновидности	Имеющие повышенную мощность	Внешней части шельфа	Вне шельфа

значительные массы мелкозема в делювиальные, дефлюкционные и дисперсионные шлейфы склонов. Строение шлейфов показывает, что процесс этот не был равномерным и чередовался с фазами преобладания термофракционного измельчения пород. Измельчение это могло быть двух видов: термосерогенное, шедшее в условиях теплого аридного климата, проникающего в пределы горных склонов снизу, со стороны предгорий; и криосерогенное, шедшее в сухом климате высокогорий, вне фазы замерзания и оттаивания. Это чисто морозный низкотемпературный вариант. Производными этого процесса являются сухие осыпи морозного выветривания, преимущественно крупнощебнистые, мелкоглыбовые, формирующиеся на открытых склонах высокогорий без участия воды, во всяком случае существенного. Зона генерации мелкоземистой составляющей склоновых шлейфов располагалась гипсометрически ниже, ибо процессы замерзания — оттаивания, присутствие влаги, обеспечивающей гидратацию, являются обязательным условием формирования мелкозема алевритовой, лессовой, тем более глинистой размерности. Чередование в разрезах слоистых шлейфов дефлюкционно-дисперсионного происхождения грубо- и тонкообломочных прослоев перспективно с позиций детальной ритмостратиграфии.

Очень важны наблюдения, иллюстрирующие парагенетические соотношения между дефлюкционными шлейфами и боковыми моренами, между "слоистыми осыпями" и верхними свитами аллювия, слагающего террасы. Отношения эти тесные, но опосредованные. Дело в том что глыбовый дефлюксий, поступающий на поверхность ледника в прибортовой его зоне, не остается на месте, а перемещается ледником, превращаясь в боковую морену. Связующим признаком склоновых и моренных накоплений остается обилие мелкозема характерного белесого, реже светло-бурого цвета. Аналогичным образом выглядит соотношение осыпных шлейфов с аллювием. Река размывает осыпи, унося мелкозем и оставляя на месте глыбовый перлювий и фацию прибортовой отмости. Однако их присутствие в верхних горизонтах аллювия присклоновой зоны и отсутствие в более глубоких доказывает одновременность формирования слоистых осыпей и верхних аллювиальных свит, составляющих террасы, имеющие, как правило, ширину, превышающую "нормальную".

В пределах более низкого яруса рельефа с верхними свитами аллювия террас, констративно наслоенными, связаны пролювиальные шлейфы, идущие со стороны, ныне совершенно сухих склонов. В устьях логов, начинающихся в высокогорных цирках, к тем же констративным аллювиальным свитам террас выходят каменные, земляно-каменные и земляные глетчеры. Это было показано для бассейна р. Фан в Зеравшанском хребте и устанавливается на основе сопоставления каменных глетчеров и террас в бассейне р. Сулак на территории Известнякового Дагестана.

Склоновые процессы, имевшие своим базисом поверхность долинных льдов, истирающая деятельность последних, каменные глетчеры, слоистые осыпи, выносы селевого типа, формировавшие пролювий, совокупно поставляли обломочный материал в речные долины, причем он отличался высокой насыщенностью мелкоземистой составляющей. Транзитные реки транспортировали мелкозем из внутренних районов горных сооружений

в предгорья, где формировались мощные преимущественно суглинистые свиты перигляциального аллювия. Вероятно, в начале ледниковых эпох климат был холодным и влажным (криогигротическая фаза), и продукты криогенного выветривания в основном выносились за пределы гор и предгорий. В определенные фазы ледниковый климат становится более сухим (криоксеротическая фаза). В это время супесчано-суглинистый материал задерживался на склонах, в малых долинах и осаждался на выходе из гор, маркируя аллювий, завершающий разрезы террас. Фиксация особых перигляциальных условий формирования верхних аллювиальных свит, составляющих поверхность террас, чрезвычайно существенна с позиций стратиграфии. Они несомненно "холодные", что доказывается не только привходящими обстоятельствами, но самим положением указанных свит в разрезе террасы. Нижележащий аллювий, заполняющий впадины, если не межледниковый, то, во всяком случае, предледниковый. На это указывают спорово-пыльцевые данные и анализ глинистых минералов [21].

Особенно перспективно для стратиграфии прослеживание взаимопереходов между аллювиальными свитами и осадками предустьевых мелкоморий или отложениями крупных озер. Опесчаненные свиты морского разреза, содержащие пресноводную фауну, являются прямым продолжением аллювиальных свит, составляющих террасы речных долин. Они также имеют двучленное строение: преимущественно песчаное основание таких свит надстраивается и продолжается супесчано-суглинистой их частью. Благодаря обилию супесчано-суглинистой составляющей в разрезах перечисленных генетических видов и подвидов отложений удастся построить единый их ряд, связующий высокогорные обстановки седиментации с предгорно-морскими.

"Холодные" генетические виды в горах и предгорьях противопоставляются "теплым". С обособлением последних тесно связана проблема выделения межледниковых горизонтов и отложений, к ним относящихся. Наиболее информативны в этом отношении озерные выполнения внутригорных и межгорных впадин, речных врезов, особенно в том случае, если для них имеются палинологические характеристики. Иногда межледниковым считается галечный аллювий, заполняющий впадины, но это менее надежно. В некоторых районах большое значение имеют травертины, тем более что в них содержатся богатые скопления остатков флоры и фауны. В предгорьях теплые, межледниковые моменты времени фиксируются благодаря присутствию в разрезах погребенных почв, иногда красноземных, а также торфяников, хотя временной диапазон формирования последних может быть достаточно широким, а почвы могут быть интерстадиальными.

Отличительные черты большинства "теплых" и "холодных" генетических видов при тщательном анализе разрезов фиксируются визуально и в этом действенность рассматриваемой методики. В основу разграничения теплых и холодных вариантов различных генетических типов чаще всего положены результаты изучения условий залегания отложений, их слоистости, текстурных особенностей, степени окатанности, сортированности обломков, соотношений грубого и тонкого материала, изменений мощностей, парагенетических связей и ряда других признаков.

Так, например, при изучении аллювия прежде всего обращается внимание на высоту и ширину террасы, отсутствие или присутствие цоколя и, следовательно, мощность аллювия, затем фиксируется крупность обломочного материала — валунный, галечный или песчаный его характер. Далее тщательно анализируются особенности слоистости. Если она наклонная, очерчивающая контуры отмелей, в отдельных слоях косая, несмотря на галечный состав отложений, то это перстративный аллювий обычного типа. Мощности такого аллювия не бывают значительными. Для суждения о климатических условиях накопления необходимы дополнительные сведения — связь аллювия со склоновыми образованиями, трассирование вверх по долине в пределы трогов и т.д. Если аллювий обладает горизонтальной слоистостью, большой мощностью и констративно наслонен, то для дальнейших выводов важно уяснить тектоническую обстановку его накопления, получить статистические данные о мощности слагающих его паводковых слоев, крупности материала, его окатанности, засоренности мелкими фракциями. Даже хорошо окатанные валунно-галечные накопления в том случае, если они насыщены песком и составляют паводковые слои повышенной мощности при отсутствии тектонических влияний, могут быть восприняты как ледниковый аллювий. Еще более ясно это становится в том случае, когда строго горизонтальная и однообразная слоистость нарушается, ухудшается степень сортированности материала — появляются, наряду с линзами песка, крупные глыбы вплоть до селевых фаций. Важны условия залегания аллювия — отношение к заполнению нижележащих врезов, распространенность в долине. Прослеживание в предгорьях дает сведения об изменениях в продольном профиле, о переходе галечных отложений в пески или о появлении над галечниками песчано-суглинистых накоплений предгорно-пойменной фации. Все эти признаки позволяют реконструировать особенности режима горных рек, формировавших аллювий, и делать выводы о типе их питания.

Конечно, изучение всех этих признаков в дальнейшем должно быть подкреплено аналитическими данными. Систематическая работа в этом направлении для горных районов, по существу, только начата. Показательны работы А.Г. Черняховского [35, 36], касающиеся элювия и делювиальных отложений. Больше сделано для предгорий, но и здесь применительно к отдельным типам отложений, например лессам. Методически важно сначала обособить генетические виды, подвиды, разновидности, их фации, а затем вести аналитические работы с учетом такого подразделения. Особенно важны массовые гранулометрические анализы и минералогическая характеристика. В настоящее время такие данные для современного горного и предгорно-равнинного аллювия сведены Б.С. Луневым. Особенно перспективны геохимические исследования, поскольку классификация в рассмотренном варианте детализации разработана с помощью климатических критериев. Работы подобного направления ведутся в Минске В.К. Лукашевым, но главным образом по отношению к равнинным объектам.

Предлагаемая генетическая типизация (см. табл. 3) имеет климато-стратиграфическую направленность. Однако для того чтобы она могла

быть использована в процессе стратиграфического расчленения антропогена, необходимо представить, насколько условия формирования выделяемых типов, подтипов, видов и разновидностей отложений соответствовали ледниковым, перигляциальным, а также межледниковым обстановкам.

На первый взгляд, предельно "холодными" и ледниковыми являются такие генетические типы как криогенный элювий, солифлюкционные, моренные, флювиогляциальные, лимногляциальные отложения. Однако в этой связи следует вновь вспомнить известное определение межледниковой эпохи, сделанное в свое время К.К.Марковым, согласно которому межледниковая эпоха в климатическом отношении должна соответствовать современным условиям или быть более теплой. Это определение может восприниматься в глобальном масштабе, и в таком случае современные криогенные процессы на высокогорном Памире, включая солифлюкцию, а также современное горное оледенение вместе с его производными, оказываются межледниковыми, и следует искать их отличия от настоящих ледниковых образований указанных типов. Как ни парадоксально звучат подобные рассуждения, в них имеется определенный смысл, так как отличия современных межледниковых и древних собственно ледниковых элювиальных, солифлюкционных, моренных и других образований действительно улавливаются в самых разных отношениях.

Рассмотрим с этих позиций предлагаемую табл. 3 последовательно, начиная с почвенной группы. Напомним, что составлена она прежде всего для гор и предгорий Северной Евразии. Помнить об этом совершенно необходимо, так как для более низких широт не столько важна альтернатива "теплый — холодный", сколько иная: "сухой — влажный".

Выше было показано, что современные "холодного" типа почвы высокогорных тундр и лугов вряд ли могут считаться составляющими обстановок, возникших в горах во время оледенений. Во время кульминаций оледенений, характеризовавшихся сухим и суровым климатом с широким распространением многолетней мерзлоты, почвообразование было заторможено не только в горах и в предгорьях, но даже на подгорных равнинах. Здесь как в долинах, так и на водоразделах существовал разреженный покров трав — ксерофитов. Таким образом, для наиболее суровых в климатическом отношении фаз оледенения тезис о том, что любые почвы являются образованиями субгобо межледниковыми оказывается как будто бы верным. Но могут быть и исключения из этого правила. Во-первых, в условиях мерзлоты вероятны участки локального развития тундро-глеевых почв гидроморфного типа — например на речных поймах. Во-вторых, они касаются предгорий, тяготеющих к влажным субтропикам. По мнению некоторых исследователей, лесной покров на окраинах Колхиды не исчезал даже во время самых суровых климатических фаз последних оледенений. Еще сложнее обстановка во время интерстадиалов, которых для оледенений горных районов юга СССР может быть больше, чем для оледенений северных территорий. Более растянутыми во времени могут быть также этапы становления и сокращения оледенений. Эти обстоятельства приводили к тому, что в низкогорье и на под-

горных равнинах в пределах склонов и на речных поймах относительные потепления приводили к формированию почв разных типов — дерновых, луговых, черноземных, даже подлесных. Более определенно ложатся в рамки межледниковых, реже интерстадиальных образований торфяные накопления — верховые и низинные. Впрочем, и к ним сказанное выше имеет определенное отношение — погребенные торфяники Колхиды нередко связывают с регрессивными фазами Черноморского бассейна, что в глобальном масштабе, если следовать гляциозвстатической концепции, соответствует фазам активизации ледниковых процессов.

В группе элювия соотношение "теплых" типов, подтипов, видов и разновидностей с межледниковьями очевиднее. Поскольку в холодном климате химическое выветривание заторможено, хемоморфный элювий может быть только межледниковым или вообще не связанным с зоной ледниковых влияний. Термофракционный элювий, как мы выяснили, — образование фоновое и подавляется либо химическими процессами в теплом и влажном климате, либо криогенными — в условиях многолетней мерзлоты. Гораздо сложнее обстоит дело с криогенным элювием. Как известно, условия многолетней мерзлоты и сейчас охватывают многие равнинные, а тем более горные районы. Кроме того, криогенные процессы идут в связи с возникновением сезонной мерзлоты. На высокогорном Памире они и сейчас приводят к формированию криогенного элювия самой разной размерности в заметном количестве. Можно думать, что современная обстановка высокогорного Памира, Тибета, Гималаев в какой-то мере соответствует перигляциальной обстановке времени горных оледенений. Сказанное имеет прямое отношение и к отложениям склонового ряда, формирование которых идет в пределах того же Памирского высокогорья в современных перигляциальных условиях.

Казалось бы, трудно разграничить мерзлоту ледниковую, перигляциальную от современной, так же как и связанные с нею процессы. Особенно в горах с их вертикальными климатическими контрастами. Но различия есть. Во время оледенений, если говорить о южных районах Северной Евразии, характеристики перигляциальных обстановок менялись в сторону увеличения влажности, более широкого распространения ледников и снежников, что вызывало активизацию криогенного выветривания, интенсивное формирование мелкоземистых фракций, широкое распространение солифлюкции, слоистых осыпей, каменных и земляных глетчеров. Мощные солифлюкционные шлейфы, одевающие склоны трогов в горах Тянь-Шаня (верховья Зеравшана) и Кавказа (р. Баксан), являются реликтовыми. В настоящее время на крутых склонах подобные отложения не формируются. Те солифлюкционные смещения грунта, которые наблюдаются, по масштабам не идут ни в какое сравнение с интенсивностью солифлюкции в приледниковых условиях. Аналогичная картина устанавливается при сравнении современных и древних каменных глетчеров Тянь-Шаня и Кавказа. Современные каменные глетчеры невелики по размерам, тесно связаны с современными каровыми ледниками, привязаны к снеговой линии. Реликтовые каменные глетчеры поражают своими размерами. В настоящее время явления эти в подобных масштабах невоз-

можны. В одних случаях слишком сухо, в других не возникает столь больших масс обломочного материала.

Очень интересны соотношения различных генетических видов и разновидностей дисперсия. Действительно, сухие осыпи морозного выветривания являются производными современных и древних сугубо перигляциальных высокогорных обстановок с засушливым климатом. Слоистые осыпи, при формировании которых к чисто осыпному процессу применяется солифлюкционное перемещение материала, также перигляциальное образование, но уже достаточно влажных приледниковых обстановок. Наконец, сухие осыпи типа современных, характерные для среднегорья аридной зоны, — в основном чисто межледниковые образования. Но климатические рамки этого генетического вида могут быть неопределенно широкими, ибо можно представить себе такие высокоаридные условия, когда сухие низкогорья и среднегорья даже в ледниковые эпохи постепенно переходили в засушливые высокогорья, и рубеж между сухими осыпями морозного выветривания и сухими осыпями обычного вида оказывался нечувствительным.

Остальные генетические типы склонового ряда располагаются в рамках ледниковой и межледниковой более определено. Обвальные и оползневые накопления горных районов преимущественно голоценовые. Более ранние их генерации, если исключить сейсмогенные варианты, также формировались в межледниковых условиях. В скальных прочных породах зафиксированы перигляциальные генерации солифлюкционно-обвальных масс. В целом "теплые" обвальные и оползневые отложения обычны, "холодные" явно редуцированы. Еще более четко это соотношение применительно к "теплому" и "холодному" делювию. Делювий — преимущественно "холодное", ледниковое, перигляциальное образование. "Теплые" варианты делювия, свойственные межледниковьям и связанные с плоскостным смывом дождевого происхождения, возникают лишь при благоприятных стечениях обстоятельств.

Особенно своеобразно звучат рассуждения о теплых межледниковых моренах и других генетических типах ледникового ряда. В определенном смысле можно говорить о "теплых" и "холодных" ледниках, о теплых и холодных приледниковых обстановках. Однако подобный подход, так же как в случае с криогенным элювием, ограничен климатическими рамками высотной зональности. Сказанное о "теплых" ледниках и моренах относится главным образом к современным ледникам и моренам Альп и Кавказа. Но уже в горах Тянь-Шаня, а тем более Памира оно не совсем соответствует наблюдающемуся положению. Напряженность криогенного выветривания здесь существенно выше. Концевая часть ледника Федченко покрыта сплошным покровом мелкоземистых отложений. Здесь возникает обратное соотношение — современные ледники и морены по времени межледниковые, но не всегда "теплые". В высоких горных узлах Гималаев, вероятно, можно найти обстановки, близкие и к приледниковому времени оледенений Тянь-Шаня и Кавказа.

Среди всех генетических типов, их видов и разновидностей особое значение имеет аллювий, ибо террасы горных рек, которые он слагает,

это реперные горизонты, позволяющие проводить дальнейшие стратиграфические корреляции. Аллювиальные свиты являются важной составляющей стратиграфических схем, и потому уточнение соотношений "холодный — ледниковый" и "теплый — межледниковый" для них одна из основных проблем стратиграфии антропогена. Горный аллювий рек ледникового питания в констативной фазе аккумуляции, особенно если он содержит фаши селевого типа и вверх по течению рек переходит во флювиогляциальные отложения, явно "холодный" и ледниковый. Это совершенно ясно для ледникового аллювия террас средних высот и более высоких, относящихся к среднему и раннему плейстоцену, а также для древнейших террас в группе низких, начинающих поздний плейстоцен. Но есть группа террас, коррелирующаяся с последним горным оледенением и его стадиями. Зависимость их формирования от ледникового стока не всегда очевидна, их ставят в один ряд с локальными террасами, обусловленными тектоникой, и не придают им стратиграфического значения. Между тем их связь с флювиогляциальными скатами в троговых частях горных долин доказана [11]. Они отличаются друг от друга по ширине, которая явно превышает "нормальную" современных пойм.

При разграничении "теплых" и "холодных" вариантов горного аллювия следует обратить особое внимание на переуглубленные речные врезы, которые нередко выполнены осадками подпрудных озер, охарактеризованными спорово-пыльцевыми спектрами межледникового типа. Но это еще не свидетельствует определенно в пользу межледникового возраста более обычного в них валунно-галечного аллювия. Чаще всего валунно-галечный материал в основании врезов груб, разнороден, выше более сортирован, имеет перстративный характер. Склоны врезов ступенчатые, подвергались моделировке в процессе накопления перстративного аллювия. Это указывает на смену углубления вреза его прогрессирующим выполнением, что свидетельствует, при прочих равных условиях, о смене фазы врезания фазой заполнения ранее выработанного переуглубления. Смена фаз, если только она не обусловлена тектоникой, может быть вызвана лишь изменением режима стока, т.е. сменой типично межледниковых условий питания реки на субледниковые. "Теплые" спорово-пыльцевые спектры, полученные из песчаного заполнителя галечников врезов, указывающие, казалось бы, на межледниковые условия накопления аллювия, не меняют сути этого заключения. Во-первых, пыльца и спор в заполнителе не так уж много. Во-вторых, спектры смешанные, с ярко выраженными признаками многократного перетолжения (нельзя забывать об озерных, типично межледниковых толщах, впоследствии уничтоженных эрозией). В-третьих, если образцы взяты в предгорьях или в среднем течении рек, спектры подобного типа не противоречат предположению о начальных фазах развития оледенений в высокогорье. Так что аллювий во врезях может быть "теплым", но уже в какой-то степени ледниковым.

Сказанное об аллювии имеет отношение и ко второму генетическому типу водного ряда — пролювию. Пролувий чаще всего является производной засушливых обстановок, и в этом смысле не так уж важно, какая это сухость — "теплая" или "холодная". Отсюда трудности подразделения.

Признаком перигляциальных влияний может быть активизация криогенного выветривания на относительно низких отметках, активизация выноса мелкозема и выявление в разрезах конусов выноса мощных покровов супесчано-суглинистого материала, о чем для предгорий Копетдага пишет Н.П. Костенко, в более широком плане — В.И. Елисеев. Но это лишь кульминационная фаза субледниковых обстановок. Влажный перигляциальный климат даст замену пролювия аллювием. В аридном климате признаки перигляциальных влияний становятся неотчетливыми, и образуется обычный, преимущественно щебнистый пролювий, сходный с современным межледниковым, формирующийся в современных сухоходольных ложбинах и их конусах выноса.

Соотношение "теплый — межледниковый" и "холодный — ледниковый" для отложений золотого ряда очевидно для лессов, которые являются преимущественно "холодными", перигляциальными образованиями. Труднее обстоит дело с золовыми песками. Различия в типах слоистости, гранулометрии песков, слагающих барханы, барханные цепи и массивы, параболические и продольные дюны в достаточной степени не изучены. Сами формы золотого рельефа пустынь считаются длительно развивающимися элементами. Есть основания считать крупные формы золотого рельефа — продольные гряды, барханные массивы — преимущественно перигляциальными образованиями, но тогда возникают трудности с выделением чисто межледникового золотого рельефа песков.

Вулканогенные отложения, в отличие от других, дают отчетливые ледниковые варианты отложений. Применительно к климатическим условиям гор юга СССР это вулканогенно-гляциальные сели, выходящие в предгорья Кавказа. В межледниковой современной гляциальной обстановке даже в условиях извержений столь градиозные процессы вряд ли возможны.

В основу "морской" части табл. 3 положена классификация генетических типов и парагенотипов, разработанная В.Т. Фроловым. Обособление прибрежно-морского парагенетического ряда имеет парагенетическую основу, группы соответствуют обстановкам седиментации, которые при обособлении подгрупп детализируются применительно к побережью, открытому шельфу и зоне глубоководных конусов. Генетические типы аналогичны выделенным В.Т. Фроловым. Подтипы отвечают различиям в обстановках седиментации — океанской и внутренних морей, приглубокого и отмелого взморья, верхней и средней части глубоководных конусов.

Подразделение отложений, относящихся к волновой группе, с точки зрения их крио- и термогенности на первый взгляд бессмысленно. Однако можно предполагать их отличия в условиях свободных от льда и замерзающих акваторий. В перигляциальных обстановках на мелководных шельфах в зонах действия горных и крупных транзитных рек волновые процессы подавлены силой речных течений и приустьевой аккумуляцией. Сказанное относится также к приливным процессам и вдольбереговым течениям.

Перигляциальные условия поступления обломочного материала наибо-

лее ярко проявляли себя в зонах действия стоковых течений. Для приглубого взморья в этих условиях было характерно постоянное периформирование баровых отложений. Западинно-шельфовые осадки накапливались с повышенной интенсивностью. Аналогичное заключение может быть сделано по отношению к условиям осадконакопления на периферии глубоководных конусов. На отмелях взморья перигляциальные обстановки седиментации вызывали площадное накопление отложений опресненного мелководья и заносимых лагун. В пределах глубоководных конусов (верхний и средней части конуса) стоковые и турбидные течения отличались повышенной интенсивностью и отлагали более грубый материал по сравнению с тем, который аккумулируется в современных условиях. Можно также утверждать, что в связи с активизацией горного оледенения в высоких широтах усиливалась мариногляциальная седиментация. На мелководных шельфах морское осадконакопление сменялось континентальным, подводные морены формировались лишь на их внешних участках, а айсберговые осадки — вообще вне зоны шельфа. Тем не менее для всех вариантов мариногляциальных отложений отмечено увеличение их мощности.

Подразделение холодных субледниковых обстановок на криогигротические, возникающие в процессе становления оледенений, и криоксеротические, соответствующие их кульминации и деградации, ведет к обособлению криогигро- и криоксерогенных генетических подвидов. Аналогичным образом теплым промежуткам времени антропогена, подразделяемым на влажные и сухие, плювиальные и аридные, соответствуют термогигро- и термоксерогенные генетические подвиды. Смена плювиальных и аридных обстановок, особенно в отношении засушливых территорий, при формировании различных видов и разновидностей антропогенных отложений иногда считается решающим фактором (ариды и плювиалы Сахары, пустыни Гоби). Анализ, проводимый на этой основе, также требует предварительных замечаний. Дело в том что некоторые генетические виды приходится рассматривать в рамках какой-либо одной категории. Они или сухие или влажные. Таков, например, хемоморфный элювий. В наиболее ярком своем выражении он обязательно влажный. Золовый лесс — пример типично сухого генетического типа, вида и подвида, ибо всякая влажность приводит к потере известных его текстурных особенностей.

Особенно хорошо на сухие и влажные генетические подвиды делятся погребенные почвы. Сухие "теплые" почвы широко представлены в субаральных лессовых покровах Таджикистана — бурые, каштановые, сероземные. Влажным обстановкам в тех же разрезах соответствуют красноземы и желтоземы, коричневые, черноземные и черноземновидные почвы разной степени выраженности. "Холодные" почвы также можно подразделить на влажные и сухие. Однако они не сохраняются в разрезах и для стратиграфических целей значения не имеют. Термофракционный элювий в типичном своем выражении может быть только сухим. "Холодные" и влажные его варианты граничат с криогенным элювием, "теплые" и влажные — с хемогенным.

Генетические виды склонового ряда подразделяются на сухие и влажные подвиды менее отчетливо. "Теплые" обвальные массы, если исключить сейсмогенные смещения, вряд ли могут быть сухими, "холодные" тоже. Осыпи могут быть сухими "холодными" (осыпи морозного выветривания) и сухими "теплыми" в аридном климате. Осыпи холодных влажных условий слоистые и находятся в парагенезе с солифлюксом. В теплом влажном климате осыпи в значительной степени редуцированы. Солифлюксий по природе своей бывает только влажным — влажным перигляциальным, влажным тропическим. В сухих мерзлотных условиях он замещается делювием и осыпями. Выше было показано, что в холодном пльвиальном климате в условиях интенсивного криогенного выветривания оползни не достигали крупных размеров. В сухом перигляциальном климате они вообще не формировались. Ослаблен этот процесс и во влажной тропической зоне — вследствие высокой интенсивности химического выветривания. Таким образом, оползни — генетический тип преимущественно умеренного климата.

В составе ледникового ряда морены, флювио- и лимногляциальные отложения могут формироваться только при достаточной влажности. Но среди каменных глетчеров четко выделяются влажные разновидности, связанные с современными и древними ледниками, и сухие, характерные для засушливых перигляциальных обстановок, когда лед в каменных глетчерах возникал за счет талых и конденсационных вод.

Наиболее важно со стратиграфических позиций разобраться в климатических подвидах водного ряда. Выше неоднократно указывалось, что в зоне предгорий верхние супесчано-суглинистые свиты аллювия террас подчас имеют значительную мощность и существенно обособлены от нижележащих галечников. Такой вариант строения характерен для перигляциального "холодного" аллювия. В этом случае нижние песчано-галечные свиты могут восприниматься как "холодные" влажные, а верхние песчано-суглинистые — как "холодные" сухие. "Теплые" влажные аллювиальные отложения — это обычный современный межледниковый аллювий. Гораздо сложнее обстоит дело с сухими вариантами современного аллювия. Основной их особенностью, вследствие уменьшения величины жидкого стока, является большая насыщенность мелкоземистым материалом, что характерно для современного предгорного аллювия аридных зон. Но все же количество мелкозема в этом случае не достигает тех объемов, которые свойственны перигляциальному аллювию. Подобное деление может быть проведено и для пролювия. Сухой "холодный" пролювий вряд ли существенно отличается от "сухого" "теплого". Влажный "холодный" пролювий — это гляциосели, влажный "теплый" — современные дождевые сели и их отложения. Для озерных отложений аридные и гумидные варианты легко выделяются по степени их засоленности. Они могут быть выделены и для вулканогенно-осадочных толщ, что иногда может иметь существенное стратиграфическое значение.

Вообще говоря, противопоставление аридных и гумидных обстановок осадконакопления с исторической точки зрения является более общим, чем теплых и холодных. Однако последнее — специфика ледни-

кового антропогена. Выделение сухих и влажных генетических подвидов для холодных и теплых условий в стратиграфическом и палеогеографическом плане предполагает подразделение ледниковых и межледниковых эпох на сухие и влажные климатические фазы. При этом надо иметь в виду сказанное выше. Обособление сухих и влажных фаз иногда основывается не столько на выделении генетических подвидов одного вида, сколько на противопоставлении генетических видов и подвидов разного генезиса. Как это ни парадоксально, о влажных и сухих обстановках осадко-накопления можно говорить и применительно к морской среде. Так называемые океанические "лессы" являются производными аридных перигляциальных условий. Свиты опресненного мелкоморья, формирующиеся под влиянием ледникового стока рек, в вертикальном разрезе четко подразделяются на "влажные" песчаные и "сухие" супесчано-суглинистые составляющие. Выносы рек тропической зоны, находящихся в условиях влажного климата, вследствие высокой активности химического выветривания состоят преимущественно из тонкоалевритовых и глинистых частиц. Теплые, но сухие аридные условия подготовки обломочного материала приводят к поступлению в океан частиц иного минерального состава. Естественно, что подобное деление возможно лишь для тех осадков, поступление которых в моря и океаны тесно связано с сушей.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА В СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ЦЕЛЯХ

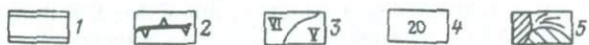
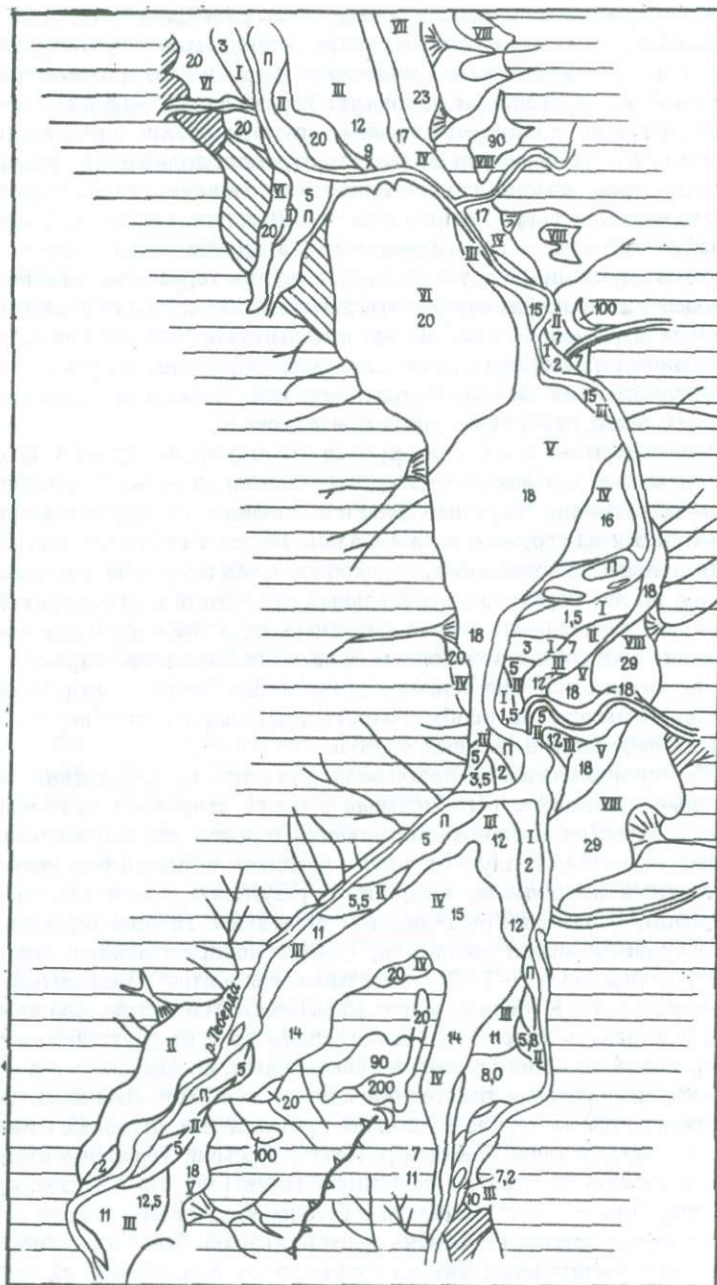
Предлагаемая классификация (см. табл. 3) не исчерпывает всего арсенала средств стратиграфического расчленения антропогена гор и предгорий, опирающегося на результаты генетического анализа и парагенетические связи, но степень изученности проблемы на данном этапе отражает достаточно полно. Легко понять, что каждый генетический вид, даже весьма характерный, руководящий, однако взятый в отдельности, не может служить основой стратиграфических построений. Необходимо сочетание видов, причем по возможности не только "холодных", но и "теплых". Основным методом выяснения хода событий для горных и предгорных районов является изучение речных террас, их прослеживание в транзитных долинах. В этой связи в каждом отдельном случае очень важно установить истинное число террас в долинах, как сквозных, цикловых, так и локальных, уточнить их естественную группировку по гипсометрическому признаку, выявить соотношения террас с моренами, флювиогляциальными скатами, пролювиальными конусами и склоновыми шлейфами различного типа. Для этого, в принципе, необходимо проводить сплошное картирование каждой горной долины от истоков до выхода на равнину включительно, причем в достаточно крупном масштабе (от 1:25 000 и крупнее). Иначе говоря, требуется объективный снимок всего реально существующего, причем снимок ясный, расшифрованный с помощью анализа аэрофото материалов.

Группировка террас по гипсометрическому признаку проводится в

процессе построения поперечных и продольных профилей, которые строятся на основе крупномасштабных карт, результатов фототеодолитных съемок, а также фотограмметрических измерений по фотоматериалам разного типа в камеральных условиях. Террасы в большинстве случаев подразделяются на четыре естественные группы: низкие, средних высот, высокие и наиболее высокие. На разных отрезках долин и в разных долинах высоты террас каждой группы существенно меняются. Подразделение всегда оказывается сугубо относительным. В долинах одних горных районов низкие террасы не превышают 30 м, в других — достигают 150 м. В последнем случае приходится выделять группу террас наиболее низких. Кроме высот, не менее важным критерием подобной группировки террас является их строение — глубина врезов, выполненных аллювием, мощность аллювия террасообразующих свит, классификация аллювия с точки зрения предложенной схемы: "теплый" он или "холодный", ледниковый или не несет ясных перигляциальных признаков.

Следует отметить, что постулируемая обычно связь террас и их аллювия с конечными моренами наблюдается довольно редко и интерпретируется не однозначно. Чаще наблюдается прислонение террас к моренам, налегание морен на террасы, переслаивание морен с аллювием или с флювиогляциальными отложениями, переход аллювия во флювиогляциальные отложения, но нет перехода аллювиальных отложений в отложения, вытаявшие из льда. Фациальный переход морены в аллювий в принципе вообще невозможен, необходим переходный флювиогляциальный вариант. Сказанное не отрицается сам принцип корреляции террас с моренами, но обращается внимание на необходимость тщательного изучения их соотношений во избежание серьезных ошибок.

Сугубо принципиальной проблемой является подразделение террас на сквозные, цикловые, региональные с одной стороны и локальные — с другой. В качестве цикловых выделяются террасы, сложенные мощным аллювием, отделенные друг от друга четкими и высокими уступами, выдержанные в продольном профиле. В результате в этот разряд попадают террасы, сложенные ледниковым аллювием. Низкие террасы, сложенные аллювием малой мощности, обычно воспринимаются как одна, в лучшем случае как 2—3. Все остальные считаются локальными и не изучаются далее. На Кубани между г. Карачаевском и Скалистым хребтом их оказалось девять (рис. 34). Они отделены друг от друга небольшими уступами, сложены однообразными галечниками, но выдержаны в пределах долины на огромном расстоянии вплоть до г. Усть-Лабинска. Значительное число низких террас на весьма протяженных отрезках отмечено в долинах горных Карпат. Таковы р. Прут у Яремчи, Тербля в Синевирской котловине, р. Дунаец выше Нового Тарга [13]. На Кавказе, кроме Кубани, подобная картина выявлена в долине Уруха у Чиколы, по р. Ассе ниже Скалистого хребта, по Сулаку и его притокам. Здесь в деталях можно проследить расщепление низких террас вверх и, наоборот, их слияние и взаимозамещение вниз по течению. Сквозной характер большого числа низких террас устанавливается для долин Средней Азии. В долине Зеравшана закартировано 14 низких террас и более половины из них прослеже-



ны от Шивадки-Шамтических ущелий до Пенджикентской впадины и Самарканда

В качестве причин, объясняющих появление локальных террас, чаще всего упоминаются следующие: 1) врезание реки в процессе регрессивной эрозии в условиях общего тектонического поднятия местности; 2) влияние растущих локальных поднятий, пересекаемых рекой; 3) влияние местных базисов эрозии — подпруд и порогов разного генезиса. В процессе формирования цикловых террас воздействие указанных причин, как правило, нивелируется энергичной эрозионной и аккумулятивной деятельностью реки. Если реки относительно маловодны и переносят мало обломочного материала, то эти причины себя проявляют. Все определяет соотношение величин стока (жидкого и твердого) и влияния тектонических усилий (или местных базисов литологического характера). Чем меньше активность потока, тем больше возможностей для появления локальных террас разного генезиса. В этом, например, причина существования неровностей ложа цикловых террас — погребенных уровней врезывания и соскальзывания. О них, в частности, пишут Я. Дзеваньский и Л. Старкель [44], характеризующие цикловые террасы р. Сан, — в начале формирования каждой из них жидкий и твердый стоки рек были относительно малы. Локальные террасы врезывания и соскальзывания среди послеледниковых террас долин бассейна Дунайца в предгорьях Высоких Татр описаны в 1959 г. К. Гузиком и В. Ячиновской. Приводимые ими примеры наглядно показывают, как вследствие интенсивного поднятия и активности регрессивной эрозии, горизонтальные площадки "врезывания" превращаются в "соскальзывающие", наклоненные к речному руслу. Появление локальных уровней на оси интенсивно растущих поднятий, пересекающих долину, может быть объяснено тем, что величина поднятия превышает эрозионные и аккумулятивные усилия речного потока. Например, Кубань на пересечении со Скалистым хребтом сформировала четыре уровня четвертой террасы и два уровня пятой, но шестая и седьмая террасы не испытали дробления [11, 13].

Воздействие местных базисов эрозии ярко проявляет себя при формировании террас наиболее низких. Террасы дробятся на многочисленные уровни ниже порогов литологического происхождения или связанных с неотектоникой. Резкий переход от сужений к расширениям русла усугубляет естественные колебания расходов воды и наносов, что вместе с подпором выше сужений и распластыванием потока в расширениях приводит к появлению дополнительных уровней. Дробление низких террас на уровни в устье притока при впадении в главную долину наблюдается всегда, когда главная река испытывает врезание. Веер низких террас подобного происхождения известен в устье Гунделена при впадении его

Рис. 34. Расположение низких террас р. Кубани в районе г. Карачаевска

1 — склоны и водоразделы; 2 — гребни хребтов; 3 — террасы, дробящиеся на уровни; 4 — относительные высоты террас, в м; 5 — разновозрастные генерации конусов выноса

в Баксан, в устье Черка Безенгийского при впадении его в Черек Хуламский, а также в устьевой части р. Кштут (левого притока Зеравшана).

Кроме перечисленных причин появления локальных уровней низких террас в горных речных долинах, можно указать еще одну — влияние выноса обломочного материала из боковых притоков. Уровни располагаются в пределах внешнего края конусов выноса на стыке с речным руслом. Энергичная аккумуляция в русле главной реки близ устья притока сдерживает ее эрозию, что обуславливает сохранность разновозрастных площадок. Обилие поступающего материала как бы фиксирует изменения режима главной реки. Каждый уровень, сформированный рекой, имеет аналогичные уровни в пределах конусов выноса боковых притоков. На Кубани, Зеленчуках, по Урупу такие террасированные конусы выноса характерны для так называемой зоны Северной юрской депрессии.

Ряд закономерностей, приводящих к формированию локальных террасовых уровней, установлен экспериментально [23]. Опыты подтвердили, что при пересечении речных долин с поднимающимися структурами ниже оси структур образуется амфитеатр локальных террас. В устьевых частях речных долин при резком понижении базиса эрозии также возникает система локальных уровней. Число образующихся уровней не совпадает с количеством понижений базиса. При резком изменении концентрации наносов, вплоть до полного прекращения их подачи, поток формирует серию разновысотных террас. Та же картина возникает при резких колебаниях водности потока. Авторы опытов пытаются сравнивать полученные результаты с ходом природных процессов, шедших в речных долинах в течение плейстоцена, и на этой основе ставят под сомнение принцип выдержанности гипсометрического положения террас в продольном профиле долин не только горных, но и равнинных. Для обоснования подобной позиции привлекаются указания на обилие местных базисов — Вятский вал и Самарская Лука на Волге, днепровские пороги на Днестре. Тем более верным подобный подход кажется для горных долин. Однако при сравнении результатов опытов с реальной обстановкой не учитывается особый нивелирующий характер фаз, соответствующих субледниковому питанию рек, и вообще фактор времени. Нельзя сравнивать рельеф речной долины, сформированный в течение сотен тысяч лет, с результатами опытов, проводившихся в краткий отрезок времени при строго определенных условиях. В процессе формирования древних террас неоднократные изменения речного стока, несомненно, интегрировались. В каждой цикловой террасе мы видим суммарный итог этих изменений.

Разновысотные площадки даже самых низких террас легко увязываются в группы, по длительности формирования отвечающие террасам климатического типа. В эти группы вписываются и собственно локальные террасы, связанные с местными базисами, обусловленными разными причинами. На их формирование также ушла какая-то, иногда существенная часть геологического времени. Сказанное позволяет проводить сопоставление террас в продольном профиле горных долин по гипсометрическим данным, корректируя их на основе иных признаков (особенности строения аллювия, его мощность). Конечно, прослеживание реперных горизон-

тов, даже таких как речные террасы, затруднено их прерывистостью, вызванной последующей эрозией и денудацией. Однако в горах подобная методика единственно возможна, ибо привлечение палеонтологических критериев здесь ограничено. Задача заключается в дальнейшем совершенствовании этой методики.

Действуя подобным образом, не следует пренебрегать результатами других методов. Очень важны поиски и разбуривание внутригорных впадин. Особое внимание должны привлекать вулканические районы, так как лавовые покровы нередко бронируют рыхлые толщи, способствуя их сохранению и восполняя таким образом столь скудную в горах геологическую летопись. Кроме того, вулканы являются объектом радиометрических и палеомагнитных измерений.

Большие возможности возникают при сплошном картировании речных долин на выходе из гор в зоне предгорий. Здесь широко развиты делювиальные шлейфы и погребенные в них почвы. В западинах рельефа появляются отложения болотного типа, которые могут быть подвергнуты палинологическому анализу. Велико значение археологических находок, которые иногда удачно датируют пролювий, перекрывающий террасы, что позволяет уточнить возраст последних. Возможности палеонтологических методов раскрываются лишь тогда, когда галечный аллювий вниз по течению рек замещается песчано-галечным. Здесь появляются остатки макро- и микромаммалий, раковины пресноводных моллюсков. Старичные фации могут быть подвергнуты палинологическому изучению, но необходимо помнить о высокой степени засоренности палиноспектров в этих условиях. К определению возраста отложений могут быть привлечены палеокриологические наблюдения.

Особенно велико значение палеонтологических методов для стратиграфического расчленения моласс, формирующихся на стыке с внутренними морскими бассейнами. Чередование в таких разрезах слоев, содержащих морскую и пресноводного типа фауну моллюсков и остракод, вместе с палинологическим их анализом дает возможность судить о смене климатических фаз во времени. Особенно показательны комплексы пресноводных моллюсков — реофилов и стагнофилов, указывающие на изменение температуры воды и режима твердого стока. Огромное будущее у палеомагнитного метода. Имеются в виду не только стратиграфические, но и генетические аспекты — сопоставление разнофациальных толщ на объективной основе. Применение комплексной методики на базе генетического анализа позволяет составить достаточно полные стратиграфические схемы горных и предгорных районов, поддающиеся взаимной корреляции.

Ниже приводятся примеры, которые иллюстрируют возможности тех или иных генетических типов и видов антропогенных осадочных образований в связи с построением местных стратиграфических схем. Прежде всего о погребенных почвах и их значении для стратиграфии. Следует четко различать автоморфные и гидроморфные их варианты, что в засушливых условиях южных предгорий не всегда просто. Сравнительный материал можно получить, например, на Кубани, где у пос. Дружба в районе

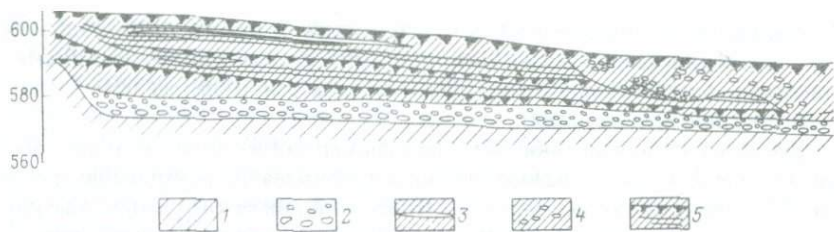


Рис. 35. Разрез шестой террасы р. Кубани у г. Черкесска

1 – палеогеновые отложения; 2 – галечный аллювий; 3 – суглинки (с прослоями заиления); 4 – суглинки с галькой; 5 – погребенные почвы

г. Черкесска аллювий шестой надпойменной, традиционно рисской террасы [3] перекрыт мощным делювиально-пролювиальным шлейфом, сложенным погребенными почвами (рис. 35). Галечный аллювий (5 – 6 м) венчают пойменные суглинки. Над ними располагается луговой чернозем с многочисленными раковинами влаголюбивых наземных моллюсков. Выше в делювиальных супесчано-суглинистых накоплениях прослеживается еще пять-шесть черноземовидных почв различной мощности, в некоторых частях разреза с признаками переотложения. Близ овражных долин, прорезающих террасу, делювий сменяется пролювием, в котором почвы переотложены полностью.

Луговой чернозем А.И. Москвитин датирует одинцовским веком, Г.И. Горецкий – микулинским. Возраст лугового чернозема неотделим от возраста пойменного суглинка, его содержащего. Погребенные почвы лугового типа не фиксируют межледниковые моменты времени столь твердо, как суходольные, и в этом смысле упомянутый луговой чернозем не может быть ни одинцовским, ни микулинским. В то же время ни одна из вышележащих черноземовидных почв не развита столь полно, чтобы ее можно было без всякого сомнения отнести к микулинскому (карангатскому) межледниковому веку.

Сказанное позволяет усомниться в "рисском" возрасте шестой террасы Кубани в районе Черкесска, что, собственно, уже сделано А.П. Рейнгардом, и отнести ее к позднему плейстоцену. Из погребенных черноземовидных почв в делювиальном шлейфе, перекрывающем шестую террасу, наиболее полно развита третья снизу. Она, вероятно, отвечает второму в позднем плейстоцене (уллукамскому, молодого-шекснинскому) межледниковью. Остальные рассматриваются как интерстадиальные, относящиеся к последнему позднебезенгийскому оледенению Кавказа.

Следует обратить внимание на малую степень обогащенности этих горизонтов гумусом и неразвитость их почвенного профиля. Климат межстадиалов оставался сухим. Это приводило к формированию слабо выраженных черноземовидных почв не только на водоразделах и их склонах, но и на придолинных равнинах. Особенно характерны они для разрезом предгорных конусов выноса постоянных водотоков Восточного Кавказа, таких как Акташ, Шура-Озень и им подобные. Галечники в раз-

резах высоких террас, составляющих конусы, нередко расслаиваются суглинками пойменной фации. Мощные лессовидные суглинки слагают верхнюю часть разрезов этих террас. Среди них, как правило, параллельно друг другу и поверхности рельефа располагаются погребенные почвы — гумусированные в разной степени, во всем подобные водораздельным, иногда с таким же достаточно развитым почвенным профилем. Некоторыми авторами они воспринимаются как автоморфные.

В соответствии с этим заключением разрабатывается стратиграфия лессовидных суглинков, слагающих покровы. Например, В.П. Ананьев и О.И. Мозговой, опубликовавшие свою работу в 1971 г., выделяют в таких разрезах четыре погребенные почвы. Нижнюю, наиболее развитую считают ресс-вюрмской (вероятно, микулинской), две сближенные, лежащие выше, относят к теплomu интервалу между ранним и средним вюрмом, верхнюю помещают между средним вюрмом и поздним. Последнее, вообще говоря, совершенно не обязательно. Да и в целом подобный подход к стратиграфическому расчленению суглинков возможен лишь при золотом способе их накопления. Между тем авторы считают их генезис золово-пролювиальным, то-есть пролювиальным в первую очередь. Суглинки слагают отчетливые конусы выноса и в них в разных местах вклиниваются пески и галечники. Однако в таком случае почвы не могут иметь и не имеют столь четкой стратиграфической приуроченности, которая им приписывается. Во-первых, ранне- и позднехвалынские террасы, с которыми В.П. Ананьев и О.И. Мозговой сопоставляют верхние горизонты суглинков, к этим конусам прислоняются и существуют их моложе. Во-вторых, почв в разрезах бывает более четырех, особенно для конусов относительно разновозрастных. В суглинках конуса р. Шура-Озень почв четыре, в суглинках конуса на р. Акташ — шесть. Судя по их положению в системе речных террас предгорий, они относятся к началу позднего и к концу среднего плейстоцена. Мощные суглинки в их разрезах — следствие энергичного поступления мелкозема в зону предгорий со стороны гор, где во время позднетерского и раннебезенгийского оледенений активизировались процессы криогенного выветривания.

Гораздо легче разобраться в генезисе погребенных почв, формировавшихся некогда в долине р. Терек. Они расслаивают здесь лессовидные суглинки седьмой надпойменной террасы и вскрыты многочисленными обнажениями. Особенно характерна явно гидроморфная нижняя почва. Включающие ее суглинки в ряде мест фациально замещаются песками боковых протоков, формировавшимися вне главного русла на стыке с периферийной зоной, где отлагались супесчано-суглинистые осадки. Выщележащие почвы менее выразительны, но только самый верхний слой суглинков может считаться пролювиальным, сформированным при активном участии одновременно идущих золотых процессов.

Не менее яркий пример, иллюстрирующий необходимость осторожного подхода к использованию педологического метода для стратиграфических целей, можно привести, анализируя строение таврской свиты Равнинного Крыма. В ее разрезе между г. Севастополем и пос. Николаевка выделяется семь вполне самостоятельных подсвет, последовательно

прислоненных друг к другу. Каждая из них начинается аллювиальными или прибрежно-морскими галечниками и завершается супесями подгорно-пойменного или лиманного происхождения. Супеси расслоены красно- и коричневоцветными почвами разной степени выраженности. М.Ф. Веклич считает их подлесными, относит к саванному типу и придает им стратиграфическое значение, выделяя почвы понтического, киммерийского и кьяльницко-гурийского возраста. Между тем число педокомплексов суммарно во всех выделенных подсвитах достигает десяти, и каждый состоит из 3—5 красноцветных и бурых почв. Почвы формировались в процессе активного заноса мелководных лиманов обломочным материалом в условиях жаркого климата, что обеспечивало их многократное и быстрое возобновление, и в этом случае стратиграфическое их значение становится сомнительным.

Стратиграфия становится надежной по погребенным почвам лишь тогда, когда мы имеем дело с эоловыми покровами, делювиальными или солифлюкционно-делювиальными шлейфами. Пример тому — мощные почвенно-лессовые толщи водоразделов Таджикской депрессии или расчлененный почвами делювий северного склона Малого Кавказа и Карпат. В этих случаях стратиграфическое значение приобретают и сами суглинки — “холодные”, криогенные горизонты разреза.

Солифлюкционно-делювиальные шлейфы, их отражение в рельефе, также могут иметь стратиграфическое значение. Будучи производными перигляциальных и мерзлотных условий, они камуфлируют уступы между террасами. Первично четкие, с углами откоса, близкими к естественным для осыпающихся песков и галечников, уступы сглаживаются и превращаются в пологие склоны. Как только прегляциальный климат смягчается, мерзлота исчезает, и склоны зарастают растительностью, прекращаются процессы, ведущие к сглаживанию рельефа, и боковая эрозия рек становится решающим фактором формирования уступов террас. Следовательно, пологие склоны и солифлюкционно-делювиальные шлейфы у тыловых швов — признак накопления верхних аллювиальных свит соответствующих террас в субледниковых условиях, четкие тыловые швы и осыпные шлейфы у подножья вышерасположенного уступа — признак отсутствия перигляциальных влияний.

В северных предгорьях Карпат — по Дунайцу, Сану, Днестру, Стрыю, Свиче, Ломнице, Быстрицам устанавливается пять, возможно, шесть надпойменных террас, относящихся к позднему плейстоцену и голоцену, что доказывается фаунистическими и археологическими данными. Три из них прислоняются к вышележащим элементам рельефа с четким уступом, четвертая имеет тыловой шов лишь несколько сглаженный, у тыловых швов пятой и шестой террас — мощные солифлюкционно-делювиальные шлейфы. Представление о делювиально-солифлюкционном происхождении пологих склонов и шлейфов в их основании широко распространено среди польских геологов, изучавших рельеф Западных Карпат [44]. Оно подтверждается наличием мерзлотной скрученности в разрезах делювия зоны предгорий, особенно в песчаных его разностях, а также стратификацией делювиальных шлейфов, в которых встречаются гумусирован-

ные и заторфованные горизонты, фиксирующие временные, как правило, незначительные потепления климата. Эти данные указывают на то, что в пределы Карпат в начале позднего плейстоцена распространялась зона постоянной мерзлоты, вызванная существованием на севере Европы покровного оледенения. Польские исследователи называют эту ледниковую эпоху балтийской и считают ее единой.

Наши наблюдения показывают, что существуют две или даже три генерации солифлюкционно-делювиальных склонов. Одни, наиболее обширные, тяготеют к шестой, вторые — к пятой, третьи — к четвертой террасам. Это позволяет думать, что условия постоянной мерзлоты распространялись в пределы Карпат трижды, что в позднем плейстоцене было две или даже три эпохи, отличавшиеся суровым климатом, разделенные достаточно длительными отрезками времени, в течение которых происходило значительное углубление речных долин, особенно в горной их части.

Аналогичная методика датировки низких террас в долинах рек гор и предгорий была использована при работах в Центральной Монголии. Первая и вторая террасы рек бассейна Селенги четко прислоняются к вышерасположенным склонам, и это несмотря на то что аллювий второй террасы основательно нарушен мерзлотой. Лишь в мягких породах у ее тылового шва формировались пологие склоны. Пологосклонный рельеф чрезвычайно широко развит в пределах Центральной Монголии, и последними, завершающими фазами его формирования было время последних оледенений — зырянского и сартанского, когда заканчивалось накопление аллювия четвертой и третьей террас в речных долинах.

Кроме фактов, свидетельствующих о тесных фациальных соотношениях солифлюкционно-делювиальных склонов и верхних аллювиальных свит в разрезах террас, позднплейстоценовый возраст последних обоснован многочисленными находками фауны мамонтового комплекса. Имеются и археологические данные. А.П. Окладниковым и С.Л. Троицким у г. Харахорина на Орхоне в верхней части разреза четвертой террасы близ устья крупной пади Мольтын-ам открыта многослойная палеолитическая стоянка. Орудия залегают в слое супеси, перекрывающей галечный аллювий. В нижних горизонтах слоя обнаружены скребки и остроконечники, близкие к мустьерским, нуклеусы типа леваллуа, грубые нуклеусовидные скребки сибирского типа, сходные с солотрейскими в Европе. В верхних горизонтах найдены нуклеусы-скребки с более высокой степенью обработки, а также орудия, свидетельствующие о переходе от палеолита к мезолиту. Делается вывод, согласно которому четвертую (вторую, по А.П. Окладникову и С.Л. Троицкому) молтынамскую террасу Орхона следует датировать зырянским временем, а время интенсивного заселения Центральной Монголии относить к последнему (каргинскому) межледниковью.

Склоновые шлейфы, в частности солифлюкционные, могут быть использованы для стратиграфических целей не только в сочетании с террасами, но и с боковыми моренами горнодолинных ледников. В значительной степени благодаря широкому распространению дефлюксия на склонах зеравшанского трога, в Юго-Западном Тянь-Шане удалось выявить после-

довательность и пределы проникновения вниз по долине ледниковых потоков, соответствующих разновозрастным оледенениям. В этом случае, если сохранность боковых морен плоха, можно ориентироваться на нижнюю кромку дефлюкционных шлейфов, некогда с ними связанных. Холмистая морена левобережья Зеравшана, лежащая близ окончания современного Зеравшанского ледника между руч. Кажраго и Мулломахмат в самой верхней части трога, по-видимому, относится к среднему плейстоцену, как это и полагали А.К. Трофимов и О.К. Чедия [34]. Высота ее залегания над Зеравшаном около 600–700 м. На уровне 400–500 м лежит вторая боковая морена илякского комплекса. Она прослеживается к руч. Галангисафед и далее на запад между руч. Андрифак и Шахисафед. Мощность ее не менее 150 м. Позднеплейстоценовый трог вложен в эти моренные накопления и подрезает соответствующие уровни. Морены отчетливо прослеживаются над кишл. Рог и далее на запад по южной окраине Пальдоракской котловины вплоть до кишл. Пальдорак. По правому берегу Зеравшана сохранность высоких боковых морен худшая. Нижняя из них наблюдается между кишл. Дихауз и руч. Тро на отметках 300–400 м. Затем она появляется ниже кишл. Самджон и протягивается к кишл. Ярм. В западной части Пальдоракской котловины позднеилякская морена наблюдается лишь в качестве выходящей из долин притоков. Раннеилякская морена прослеживается значительно западнее Ярма, причем на таких участках склонов долины р. Зеравшан, где безусловно исключается появление морен притоков, выходящих к главной долине. Хорошо видны боковые морены этого уровня на правом склоне Зеравшана ниже кишл. Матча (в непосредственной близости от сужения долины у кишл. Худгифобтоб).

Это оледенение, вслед за А.К. Трофимовым, можно назвать матчинским, так как оно выполняло большую часть Матчинской долины. Однако оно является раннеилякским, а не позднеилякским, как это считали А.К. Трофимов и О.К. Чедия. Постмаксимальное позднеилякское оледенение, как показывает прослеживание морен и дефлюкционных шлейфов соответствующего уровня, не выходило за пределы Пальдоракской котловины. Это оледенение можно назвать пальдоракским.

Впоследствии зеравшанский ледник проникал в Пальдоракскую котловину неоднократно. Гряды боковых морен, расположенные ниже морен илякского комплекса, известны у кишл. Лянглиф, прослеживаются по правому берегу Зеравшана у кишл. Худгифоло, над Самджоном и далее вплоть до Ярма (Ярмское оледенение). Боковые морены более низкого уровня (отн. высота 150–180 м) отмечены по левому берегу Зеравшана над ригельным выступом "курчавых скал" ниже Лянглифа, а также на выходе руч. Рог в Пальдоракскую котловину (Самджонское оледенение). Еще более низкий уровень боковых, и, по-видимому, конечных морен фиксируется у кишл. Худгиф-оло и Рог. Моренные отложения залегают здесь непосредственно над руслами рек, уровень боковых морен не более 70 м над Зеравшаном. Вверх по Зеравшану худгифские боковые морены прослеживаются почти повсеместно – у кишл. Тро (отн. высота около 80 м), у кишл. Вадиф (уровни 70–90 м), между кишл. Вадиф и

Дихауз (на 70–90 м), а также непосредственно у Дихауза на высоте около 70 м (мощность морены 30 м). Два уровня боковых морен прослеживаются у кишл. Дихисор.

Другими словами, боковые морены и дефлюкционные шлейфы указывают на существование мощных зеравшанских ледников, трижды достигавших выхода в Пальдоракскую котловину уже в послелийское время. Имели место и стадии отступления. Ледники, продвигаясь вниз по долине, неоднократно приостанавливались, находясь в состоянии динамического равновесия. В приледниковых условиях на склонах формировались дефлюкционные шлейфы, опиравшиеся на боковые морены матчинского, пальдоракского и ярмского уровней. Для самджонского уровня явление это не столь характерно, а на уровне худгифских и более молодых боковых морен вообще не отмечено. С изменением приледникового климата в сторону большего его иссушения, с удалением от зоны непосредственного влияния ледников дефлюкционные шлейфы сменяются осыпными.

Как выяснилось, последовательность оледенений можно реконструировать не только по моренам и дефлюкционным шлейфам, но и при их полном отсутствии. Это удастся сделать на периферии перигляциальных зон в горных районах с благоприятным литологическим строением и, как следствие этого, с широким распространением каменных, земляно-каменных и земляных глетчеров. Такова, например, территория Известнякового Дагестана на Восточном Кавказе. Указанные образования не являются глетчерами в полном смысле этого слова, но развивались синхронно с ледниковыми процессами, шедшими на более высоких уровнях горного рельефа. Стратиграфическое их значение резко повышается благодаря фациальной увязке с верхними свитами аллювия террас горных рек. Наблюдать подобные соотношения удается довольно редко. Соответствующий разрез был зафиксирован лишь однажды на р. Фан в Юго-Западном Тянь-Шане (см. рис. 11, 28). Однако обилие каменных и земляно-каменных глетчеров в ряде горных районов и, в частности, в бассейне р. Сулак на Восточном Кавказе делает их использование в стратиграфических целях весьма соблазнительным. Часть этих образований, изученных на Казикумухском Койсу, было охарактеризована выше. Для того чтобы получить стратиграфическую схему этого района, важно выявить соотношения глетчеров с террасами рек.

Соотношение земляно-каменных масс разного возраста с террасами р. Хунних, правого притока Казикумухского Койсу, позволяет установить возрастные рамки для некоторых потоков (табл. 4). Наиболее молодой шунудагский поток датируется концом позднего плейстоцена (III₄). Остатки глетчеров, слагающие горы Бацило и Канибаку, отнесены, соответственно, к верхам среднего (II₄) и середине позднего плейстоцена (III₂). К глыбовому массиву, составляющему г. Канибаку, прислонена пятая терраса р. Хунних, а глыбняки г. Бацило вообще древнее всего комплекса низких террас, относимых к позднему плейстоцену. Ниже устья р. Хунних к уровню пятой террасы Казикумухского Койсу опускается мощный, многоступенчатый земляно-каменный глетчер Камаша.

Возрастные соотношения оледенений, каменных глетчеров и речных террас Горного Дагестана

Возраст	Оледенения Большого Кавказа	Каменные глетчеры			Речные террасы, м			
		Сланцевый Дагестан	Известняковый Дагестан	Номен- клатура террас	р. Хунних	р. Казикумухское Койсу		
					с. Хойми- с. Хойхи	с. Тулизма- с. Кумух	с. Уичукатль- с. Багикла	с. Цудахар- с. Хад ал-Махи
Q ₄	Стадии отступления позднебезенгийско- го оледенения	I, II, III генерации языковидных и площадных глетче- ров северного скло- на Бокового хребта	—	I II	20–25	50 70–80	10 24–30	3,0 5,5
Q ₃ ⁴	Позднебезенгийское	Глетчеры Самур- ского хребта	—	III ₃	45	90–100	30–40	—
III ₂				60	100–120	8–18		
				III ₁	70	120–130	15	
			Шунудаг	IV ₂	85	140–150	55–60	35–40
				IV ₁	130	170–180	70–85	55
Q ₃ ²	Раннебезенгийское		Камаша, Цуда- хар-II Канибаку, Ун- чукатль	V	200	200–215	110	85–90
				VI	210	250–260	130–140	120
Q ₂ ⁴	Позднерское		Цудахар-I	VII		320		
				VIII		350		
				IX		370*	280*	
				X		400	340*	305
				XI		410–455	380*	380
Q ₂ ³	Раннерское		Багикла-II Кудали	XII		540*	470	
				XIII				
Q ₁ ⁴	Позднеэльютинское		Хобо-Хубилабек	XIV			640	
Q ₁ ²				Раннеэльютинское	Багикла-I			
Ar ₃	Позднечегемское		Гуниб, Керер, Гапшима					

* Эрозионные террасы.

Здесь же имеется глетчер Унчукатль, опиравшийся на шестую террасу того же комплекса.

Глетчеров, относящихся к среднему плейстоцену, в долинах мало. Они уничтожены последующей эрозией. Кроме останцово-возвышенности Бацило, к ним можно отнести глетчер, сформированный за счет более древних глыбняков на плато Багикла. По рассекающей плато ложбине он опускается к уровню террас, датируемых началом среднего плейстоцена. К тому же комплексу могут быть отнесены глетчеры, расположенные у с. Кудали. Гораздо шире земляно-каменные скопления, датируемые средним плейстоценом, развиты на сниженных водоразделах (например, по Аварскому койсу на северном склоне Бокового хребта, где они имеют значительную мощность).

Площадная генерация глыбняков на плато Багикла (Багикла-I), плащеобразно перекрывающая слабо деформированные известняки неокома на абс. отметках 1850—2350 м, явно раннеплейстоценовая. К ней прислонены галечники одной из наиболее высоких террас в этой части долины Казикумухского Койсу, датируемой ранним плейстоценом. Однако в комплексе террас этой группы она не самая древняя. По уровню ей соответствует глетчерный покров, развитый у горы Хобо-Хубилабек (см. рис. 14). Глетчеры покровного типа в районе плато Гуниб над Каракойсу, кроме соотношений с террасовым спектром этой реки, датируются благодаря присутствию в их основании красноцветных мелкообломочных известняков элювиального происхождения. Они могут быть апшеронскими, позднечегемскими.

Как видно из табл. 4, число генераций каменных глетчеров Известнякового Дагестана весьма велико и позволяет выделять большее число оледенений и их стадий, чем это можно сделать, изучая последовательность морен, боковых и конечных, в любой из долин Большого Кавказа. В этом ценность каменных глетчеров, развивавшихся синхронно с оледенением высокогорий и фазами распространения перигляциального климата на более низкие ярусы рельефа гор. В табл. 4 дана примерная корреляция глетчеров с оледенениями Большого Кавказа. Характерно, что позднечегемское оледенение по отложениям, выявленным в горных районах, фиксируется впервые.

Рассуждения о возрасте каменных глетчеров опираются на систему террас в долинах бассейна р. Сулак. Датировка террас и соответствующих им аллювиальных свит проведена на основе их гипсометрии, анализа мощностей, особенностей строения аллювия, прослеживания их в продольном профиле долин вплоть до береговых линий древнего Каспия.

Анализ мощностей и особенностей строения аллювия различных террас, как было показано выше, также может быть основой для стратиграфических построений. Это легче всего проиллюстрировать, рассматривая строение террас долин рек некоторых районов Средней Азии. Недаром именно здесь Н.П. Васильковским, Ю.А. Скворцовым, Н.П. Костенко, О.К. Чедия и другими проведено расчленение долинных отложений с выделением комплексов террас — ташкентского и голодностепского в бассейне Сырдарьи, илякского и душанбинского в бассейне Амударьи.

В горах террасы ташкентского комплекса сложены мощным валунным аллювием (до 50 м). Иногда валунники, наряду с крупным хорошо окатанным материалом, содержат линзы плохоокатанного гравия, что указывает на констративный характер аллювиальных свит. Нормальная мощность паводковых слоев в разрезах таких террас — 5–7 м.

В долине Зеравшана подобным аллювием сложены три террасы (15, 16 и 17-я). Особенно хорошо это можно видеть у киши. Парз и далее вниз по течению к Айни. Высоты террас равны соответственно 170–200, 260–350 и 300–450 м. Более низкие террасы, несмотря на значительные их высоты (90–100, 110–120 и 130–150 м) и большую мощность аллювия, относятся к более молодому голодностепскому (или душанбинскому) комплексу. Аллювий в их разрезах также констративно наложен, однако каждый паводковый слой имеет мощность, близкую к нормальной (3–4 м). Валунно-галечный материал, слагающий террасы, хорошо окатан, промыт, отсортирован и по внешнему облику является перстративным. Типичен аллювий низких, высокоцокольных террас, не имеющий значительной мощности. Он галечный, но тем не менее обнаруживает косую слоистость, и в этой связи должен рассматриваться как перстративный.

Не менее четкие различия улавливались между террасами ташкентского (илякского) и душанбинского (голодностепского) комплексов в области низкогорий и на предгорных равнинах. Весьма характерны в этом отношении террасы р. Чирчик под Ташкентом и террасы р. Иляк в бассейне Кафирнигана к востоку от Душанбе. В долине р. Чирчик ниже Чарвакского водохранилища устанавливается резкий контраст в строении террас ташкентского и голодностепского комплексов: первые имеют над галечным аллювием мощный покров лессов, в основном первично предгорной оймённого, аллювиального происхождения, вторые — преимущественно галечные. Аналогичный контраст в строении террас, относимых к среднему и позднему плейстоцену, характерен для долин Кафирнигана и Вахша. Присутствие мощных лессов в разрезах террас маленькой речки Иляк объясняется их принадлежностью к древней долине, оставленной Вахшем, текущим некогда в сторону Кафирнигана. В среднем плейстоцене, когда водность и твердый сток Вахша были значительны, он разветвлялся на несколько рукавов. Кроме кафирниганского, действовало современное направление стока, а также идущее в бассейн р. Кызылсу, в сторону пос. Дангара. Где-то в середине среднего плейстоцена из-за некоторого сокращения объемов вахшского стока перестал действовать дангаринский рукав, а в конце среднего плейстоцена — кафирниганский (илякский). Отмиранию рукавов в какой-то мере способствовали тектонические причины, вызвавшие общее увеличение контрастности рельефа Таджикской депрессии.

Таким образом, рубеж между средним и поздним плейстоценом отмечен в Средней Азии существенным изменением водности рек и объемов поступавшего по ним обломочного материала, что было следствием общей аридизации климата. Именно на этом рубеже прекратился сток Амударьи в сторону низменных Каракумов.

Достаточно резко отличаются террасы, относимые к среднему и позд-

нему плейстоцену, в предгорьях Восточного Кавказа. В пределах широтного отрезка долины Терека устанавливается тесная фациальная связь аллювиальных свит, составляющих седьмую и восьмую террасы предгорий, с песчаными интервалами разреза морских отложений и разделяющими их глинистыми пачками, содержащими каспийскую фауну нижне-хазарского комплекса (рис. 36). В горах, расположенных западнее, рассматриваемая граница с такой четкой определенностью не фиксируется. Здесь покров суглинков предгорно-пойменной фации оказывается характерным и для террас, относимых к началу позднего плейстоцена. Пример тому шестая надпойменная терраса Кубани (см. рис. 35). Еще обильнее предгорно-пойменные отложения в разрезах пятой и шестой террас речных долин Предкарпатья (Стрый, Ломница). Однако мощность суглинков в этом случае уступает вскрытой скважинами на седьмой и восьмой террасах тех же долин.

Различия в количествах воды и обломочного материала, переносившегося горными реками в среднем и позднем плейстоцене, сказываются не только на особенностях аллювия, но также на суммарной его мощности и ширине соответствующих террас. Это устанавливается как для поднимающихся, так и прогибающихся территорий. Террасы Предкарпатья, относимые к среднему плейстоцену, нередко занимают междуречное положение (Стрый — Свича, Быстрица Надворнянская — Прут), и мощность их аллювия в 2—3 раза превышает выявленную для низких террас. Несмотря на энергичное воздымание Центрального Предкавказья, среднеплейстоценовая соленоозерская терраса Кубани у Черкесска и Большого Зеленчука у Невинномысска резко выделяется среди всех остальных своей обширностью и в этом отношении сравнима с аналогичной по возрасту террасой рек Лабы и Белой в районах, испытывающих относительное опускание. Аналогичным образом реконструкция террас средних высот в Осетинской впадине показывает, что они занимали всю впадину, "выплескиваясь" в ряде случаев за ее края или "переливаясь" во впадины соседние (например в Сунженскую). Низкие террасы, относящиеся к позднему плейстоцену, несмотря на их представительность в долине Терека, занимают меньшие площади. В широтном отрезке терской долины аллювий террас средних высот служит цоколем низких террас — настолько велика разница в мощности их аллювия.

Различия в ширине указанных террас и мощности их аллювия характерны для многих районов Средней Азии, для предгорий Алтая, Саян, для Южно-Минусинской впадины, но особенно резко они выделяются на территории Северной Монголии и Забайкалья. Аллювий террас средних высот здесь не только очень мощный, но и, в отличие от галечников низких террас, сложен песками, занимающими обширные пространства, еще более увеличенные последующим их развеванием. Причина этого явления — большая влажность климата Центральной Азии в среднем плейстоцене сравнительно с поздним. Характерно, что в этих богатых гранитными массивами районах даже озерные осадки, датируемые средним плейстоценом, представлены преимущественно песчаными разностями [6].

Лимнические отложения, в отличие от аллювия, не дифференцируются

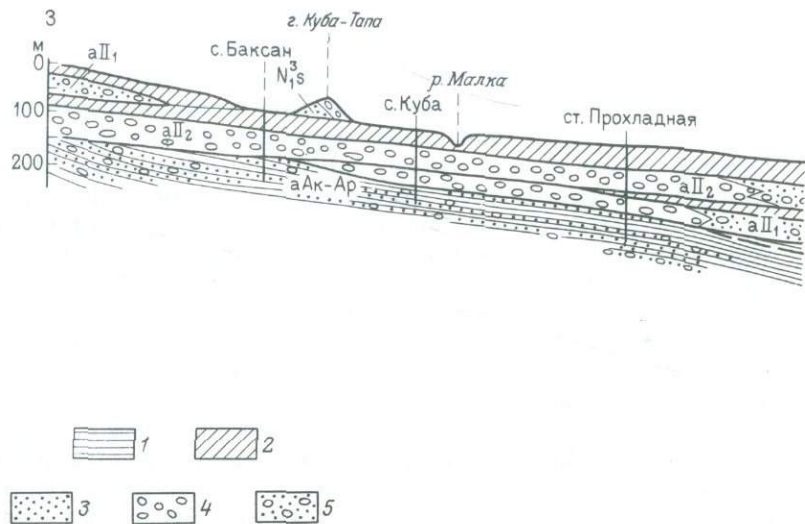
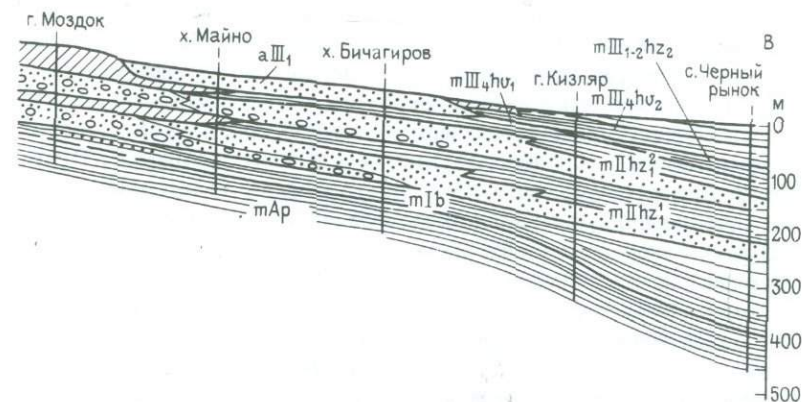


Рис. 36. Соотношение морских и континентальных отло

1 – глины; 2 – суглинки; 3 – песок; 4 – галька; 5 – песок с галькой; N_1^3s – сарненский; mAr – апшеронские морские отложения, mIb – бакинские морские отложения, ранняя генерация; $mIIhz_1$ – нижнехазарские морские отложения, ранняя генерация; $mIII_4hv_1$ – нижнехазарские морские отложения; aII_1 – то же, аллювий; aII_2 – то же, аллювий; $aAk-Ap$ – аллювий, акчагыльский и апшеронский, нерасчлененный; mAr – апшеронские морские отложения, mIb – бакинские морские отложения, ранняя генерация; $mIIhz_1$ – нижнехазарские морские отложения, ранняя генерация; $mIII_4hv_1$ – нижнехазарские морские отложения; aII_1 – то же, аллювий; aII_2 – то же, поздняя генерация; $mIII_{1-2}hz_2$ – верхнеплейстоценовые, верхнехазарские морские отложения; $mIII_4hv_2$ – верхнехазарские морские отложения

столь отчетливо по своим внешним литологическим признакам на "теплые" и "холодные" варианты. В отдельных случаях "теплые" осадки аридных предгорий соленосны, "холодные" горных районов отличаются ленточностью. Почти всегда с помощью палеонтологических методов приходится выяснять характер биогенной составляющей осадка, и лишь затем определять стратиграфическую значимость тех или иных озерных свит или пачек. В горных районах "теплые" варианты озерных осадков сохраняются редко, и если удастся их выявить, изучить, а также доказать, что условия их накопления были межледниковыми, это оказывается событием. Соответствующие свиты становятся элементом региональных стратиграфических схем.

Таковы, например, результаты исследований Ю.В. Саядяна [32] в Ленинанканской впадине на Малом Кавказе, Г.И. Горецкого [3] на Большом Кавказе в верховьях Кубани. В первом случае детально изучена толща осадков в долине р. Ахурян. Их мощность около 300 м. В опорном разрезе вулканогенно-осадочные, озерно-аллювиальные песчано-глинистые отложения (150 м) вверх сменяются озерными глинами (иногда диатомовыми), алевритами и песками (130 м). Палинологическое изучение разреза позволило установить несколько фаз в развитии растительности. В основании озерно-аллювиальной толщи выделяется фаза степной растительности, отвечающая сухому и теплому климату (лебедовые, разнотравье). Ее быстро сменяет лесная фаза (береза, сосна, ель). Для Малого



жёнйй в осевой части Терского краевого прогиба

матские отложения; $aAk-Ap$ – аллювий, акчагыльский и апшеронский, нерасчлененный; aII_1 – аллювий среднего плейстоцена, ранняя генерация; aII_2 – то же, поздняя генерация; $mIII_{1-2}hz_2$ – верхнеплейстоценовые, верхнехазарские морские отложения; $mIII_4hv_2$ – верхнехазарские морские отложения

Кавказа это влажные и прохладные условия. Затем следует длительная степная фаза (большая часть озерно-аллювиальной и низы озерной толщ). Снова появляются лебедовые, разнотравье. Озерный режим установился во время новой лесной фазы. И лесная растительность, и озерный режим были вызваны похолоданием и увлажнением климата. Возникновению озера, вероятно, способствовала подпруда р. Ахурян продуктами извержения Арагаца и его сателлитов (влк. Калауслер). В это время леса состояли из дуба, вяза, березы, затем их сменили темнохвойные (ель, пихта, тсуга) и хвойно-широколиственные ассоциации.

Озерно-аллювиальные и озерные отложения Ленинанканской впадины залегают на верхнеапшеронских вулканитах и уверенно датируются ранним плейстоценом. Поверх озерных глин нижнего плейстоцена лежат горизонтально- и косослоистые пески, мелко- и крупнозернистые, содержащие остатки фауны ленинанканского комплекса [32]. Ленинанканский комплекс близок к сингильскому (начало среднего плейстоцена). Выше лежат галечные пески, галечники, нередко костеносные, с прослоями глин и слой вулканических туфов. Фазы сухого жаркого и холодного влажного климата, учитывая полноту разреза, можно воспринимать как соответствующие межледниковым и ледниковым эпохам Большого Кавказа, отразившимся на климате относительно низкогорных районов в столь ослабленном виде. Вывод этот важен для построения сводной стратиграфической схемы кавказского региона, так как континентальные

межледниковые толщи, отвечающие указанному возрастному интервалу, в других районах Кавказа отсутствуют. Озерные осадки широко развиты в тектонически предопределенных и подпруженных вулканитами впадинах Малого Кавказа (см. рис. 30) и перспективны для детализации стратиграфического расчленения более высоких частей разреза плейстоцена.

В верховьях Кубани, по Уллукаму и Уччулану, бурением выявлены эрозионно-тектонические котловины, выполненные ледниковыми, флювиогляциальными, аллювиальными и озерными отложениями мощностью 150–200 м и более. Полный разрез вскрыт в долине р. Уллукам [3]. Дно котловины выстилает валунные ледниковые отложения (около 30 м). Это наиболее древняя в позднем плейстоцене морена. Выше лежат озерные пески, расслоенные галечным аллювием (24,9 м). Спорово-пыльцевые спектры отражают горно-луговую, лесную растительность, причем среди травянистых преобладает разнотравье (52–78%), среди древесных – пыльца сосны (до 42%), березы (до 43%), широколиственных (до 13%). Растительность подобного типа в полной мере соответствует современной для этой климатической зоны. Над озерными осадками лежит мощный ледниковый комплекс – морена (37,8 м), флювиогляциальные валунно-галечные отложения (14,6 м), морена (10,4 м), флювиогляциальный валунник (7,0 м). Выше вновь идут озерные осадки – пески, диатомиты – общей мощностью до 33 м с прослоем галечного аллювия в средней части (4 м). В озерных осадках этого интервала разреза обнаружены спорово-пыльцевые спектры горно-альпийского лугового типа с преобладанием разнотравья (до 90%). Среди древесных преобладает пыльца сосны (до 80%). Растительность, отвечающая этим спектрам, по сравнению с таковой для нижележащих озерных осадков отражает климат существенно более прохладный, явно интерстадиального типа. Над этими озерными слоями лежит еще одна морена до 45 м мощностью с прослоями флювиогляциальных песчано-галечных отложений, связанная, по Г.И. Горецкому [3], с уччуланскими конечными моренами. Выше располагается еще один горизонт озерных песков и диатомитов (20–25 м). В спорово-пыльцевых спектрах вместе с пылью лугового разнотравья и сосны появляется пихта (до 46%), а затем широколиственные с грабом, буком и дубом (до 41%). Затем количество широколиственных сокращается. Над озерными осадками лежит стадияльная морена небольшой мощности. По мнению Г.И. Горецкого, данное потепление напоминает межледниковое. Диатомовая флора в озерных слоях всех рассмотренных стратиграфических уровней однотипна и достаточно холодолюбива.

По положению в разрезе межледниковью, относящемуся к середине позднего плейстоцена, может соответствовать нижний интервал озерных осадков, зафиксированный в долине р. Уллукам. На абс. высотах более 1350 м это время было сравнительно прохладным и отражает климатические условия, близкие к современным. Один из поздних интерстадиалов последнего горного оледенения Большого Кавказа оказывается теплее последнего межледниковья и даже современных условий, что, вообще говоря, естественно для гор столь южных широт в период, когда оледенение пошло на убыль. Уллукамский разрез на Большом Кавказе един-

182

ственный в своем роде, и в этой связи отмеченное межледниковье можно именовать уллукамским.

Подчеркивая стратиграфическое значение "теплых" озерных осадков для гор и предгорий, следует указать, что "холодный" лимний в стратиграфическом плане не менее важен, но в горах более обычен и, кроме того, сплошь и рядом находится в парагенетических соотношениях с другими "холодными" генетическими типами осадков, составляющими в целом единые стратиграфические горизонты регионального значения.

Плохая сохранность озерных осадков в горах и предгорьях заставляет искать межледниковые образования иного типа и использовать результаты их изучения в стратиграфических целях. Благоприятным объектом в этом отношении являются травертины. Выше было показано, что в холодном климате они не накапливаются, по крайней мере в больших объемах, и потому в основной массе могут рассматриваться как преимущественно "теплые" межледниковые или межстадиальные отложения. На этой основе, в частности, базируется схема стратиграфического расчленения четвертичных отложений Словакии. Страторегионом, где главным образом создавалась схема, была долина р. Ваг, изобилующая выходами травертинов. Схема сопоставлена с альпийской. Межледниковьям — ваальскому, кромерскому, внутрильскому, гольштейнскому, земскому — соответствуют травертины с остатками макро- и микромаммалий, с лесными комплексами наземных моллюсков и остатками тепловодной фауны. Ледниковым эпохам соответствуют террасы, их аллювий. Автор не учитывает, что ледниковый аллювий слагает лишь верхние свиты аллювиальных толщ, но это не меняет сути дела. Принципиальная основа схемы остается правильной.

Между прочим, этот единственно верный подход к определению возраста травертинов не согласуется с тем, который был принят при разработке стратиграфической схемы плейстоцена Центрального Предкавказья, где различные уровни травертинов горы Машук, содержащие остатки макромаммалий, сопоставлялись с одновысотными террасами. Фаунистические находки, особенности их залегания указывают на формирование травертинов в связи с фазами врезания р. Подкумок, совпадающими с выработкой уступов террас, с межледниковыми этапами развития гидро-сети.

Приведенные примеры убедительно иллюстрируют возможности генетического анализа для стратиграфии континентальных антропогенных образований, особенно в тех случаях, когда они лишены биогенной составляющей. Подобный подход к стратиграфическому расчленению допустим и в том случае, когда приходится иметь дело с вулканогенно-осадочными отложениями.

Широко известна дискуссия о генезисе прослоев конгломератов с крупными валунами и глыбами среди акчагельских и аяшеронских преимущественно аллювиальных отложений Сунженского и Терского хребтов Предкавказья. Гипотеза о ледниковом их происхождении была предложена в 1928 г. М.С. Швецовым. Представления о водно-ледниковом формировании конглобрекчий, шедшем при участии вулканических про-

цессов, развивались Л.А. Варданяцем, Е.М. Великовской. Вторая гипотеза в последнее время явно утвердилась. Важно определить степень участия вулканических процессов в накоплении конглобрекций. Можно указать три варианта: 1) прослой конглобрекций являются лахаровыми отложениями или возникли в результате перемыва лахаровых отложений; 2) они отложены потоками селевого типа, вызванными вулканическими извержениями в условиях горного оледенения; 3) их накопление не связано с вулканической деятельностью.

Возможность появления лахаровых прослоев в молассах предгорий применительно к территории Северной Осетии в принципе не вызывает возражений. Известны разрезы, где лахары чередуются с аллювиальными свитами. Наиболее близок по облику к лахаровым отложениям верхний "мореноподобный" горизонт М.С. Швецова в разрезе Эльхотово. Полное описание этого слоя принадлежит Е.Е. Милановскому. Он охарактеризует слой как грубое чередование рыхлых туфопесчаников, туфогравелитов и туфобрекчий. Последние состоят из угловатых и слабоокатанных обломков свежих андезито-дацитов размером 10–20 см. Выше с размывом залегают окатанные андезито-дацитовые валуны (0,1–1,5 м в диаметре) в рыхлом супесчано-гравийном цементе, над ними чередуются грубослоистые туфопесчаники и туфогравелиты с линзами галечников и туфобрекчий и снова окатанные валуны андезито-дацитов размером 1–1,5 м. Суммарная мощность этого слоя около 16 м.

Как показало изучение текстурных особенностей, порода отчетливо слоистая, содержит линзы окатанного валунника и по простирацию (балка Минаретная) фациально замещается косослоистым туфогенным гравийником. Несмотря на изменчивость деталей строения, валуно-глыбовые горизонты по простирацию довольно выдержаны, что в условиях конкативного осадконакопления, характерного для моласс предгорных прогибов, свидетельствует против тезиса о возможном переотложении лахарового материала.

Таким образом, горизонт валуно-глыбовых туфогравелитов в данном случае не является типично лахаровым. Другие горизонты подобного типа в соседних разрезах (Заманкул, Ачулаки) также имеют признаки обычных предгорных аллювиальных накоплений, что подчеркивается присутствием окатанного материала и их слоистостью, иногда довольно отчетливой. Вместе с тем обращает внимание преимущественно вулканогенный андезитовый и андезито-дацитовый материал, составляющий эти прослой, причем как в крупных, так и в мелких обломках, вплоть до песчаной размерности. Слабая окатанность обломков, присутствие прослоев, лишенных слоистости, беспорядочное, иногда как бы взвешенное расположение в них валунов и глыб самых разных размеров, указывают на вязкую среду перемещения материала и позволяют со всей определенностью предполагать селевый ее характер. Сели в этом случае должны были быть весьма грандиозными, ибо охватывали всю долину р. Терек, к тому же широко мигрировавшую в зоне предгорий. Огромные глыбы (до 4,7 м по длинной оси) перемещены на 60–70 км от гор. Эти факты в их совокупности указывают на вероятное участие вулканических процессов в формировании

валунно-глыбово-туфогравелитовых горизонтов. Однако участие это не было непосредственным. Известны указания на взаимопереходы пирокластических потоков разного типа в лахары, а затем в селевые и аллювиальные отложения. Подобные переходы наблюдались при извержении вулкана Безымянного на Камчатке в 1965 г. [25]. Подчеркивается возникновение грязекаменных потоков при соприкосновении пирокластики с мощным снежным покровом. Аналогичные события, но, вероятно, в более грандиозном масштабе имели место в непосредственной близости к долине Терека. Приходится предполагать извержения Казбека в условиях широкого развития не только снежного, но и ледникового покрова. Извержения были преимущественно эксплозивного типа, что способствовало возникновению вулканогенно-гляциальных лахаров и вулканогенно-гляциальных селей. Гляциальный характер селевых потоков подтверждается также тем, что заполнитель селевых фаций в толще аллювия, слагающего молассы, далеко не всегда туфогенный. В разрезах валунно-глыбовых горизонтов заполняющий материал нередко представлен неокатанным сланцевым дресвяником, особенно в зоне влияния Ардона — левого притока Терека, пересекающего широкую зону развития нижнеюрских пород. Селевые потоки возникали и вне непосредственного влияния вулканических извержений.

Неоднократное оледенение Большого Кавказа в течение акчагыла и апшерона подтверждается выделением характерных осадочных свит не только среди континентальных, но и среди морских молассовых серий северных и южных предгорий. Это так называемые свиты опресненного мелкоморья. Причем оба варианта друг с другом тесно связаны. В сводном разрезе акчагыла — апшерона Сунженского хребта число свит вулканогляциального генезиса достигает пяти: две в основании и кровле акчагыльского его интервала и три в апшероне. Разделены они морскими и лиманными глинами. Выделяется свита с акчагыльскими мактрами и кардиумами, в вышележащих лиманных свитах — наземные моллюски, относимые к апшерону. Сравнение этого разреза с более удаленным от гор, чисто морским, расположенным в прикаспийской части Терского прогиба (скв. Александрийская) позволяет провести прямую их корреляцию (рис. 37). Разрез акчагыла и в том, и в другом случаях не полон и начинается со средней опесчаненной его части. Верхнеакчагыльская вулканогляциальная свита сунженской зоны среди акчагыльских глин александрийской скважины литологически не фиксируется, но зато три свиты, выделяемые в апшероне, представлены весьма характерными песчаными пачками. Фауна моллюсков в них либо отсутствует, либо существенно обеднена по сравнению с рядом расположенным глинистыми интервалами разреза. Это указывает на периодическое опреснение акватории в связи с активизацией речного стока бассейна Терека под влиянием горного оледенения, причем количество ледниковых эпох в первом приближении предполагается равным числу вулканогляциальных свит и свит опресненного мелкоморья, выделяемых в разрезе предгорной молассы.

Тезис о влиянии горного оледенения на осадконакопление предгорий

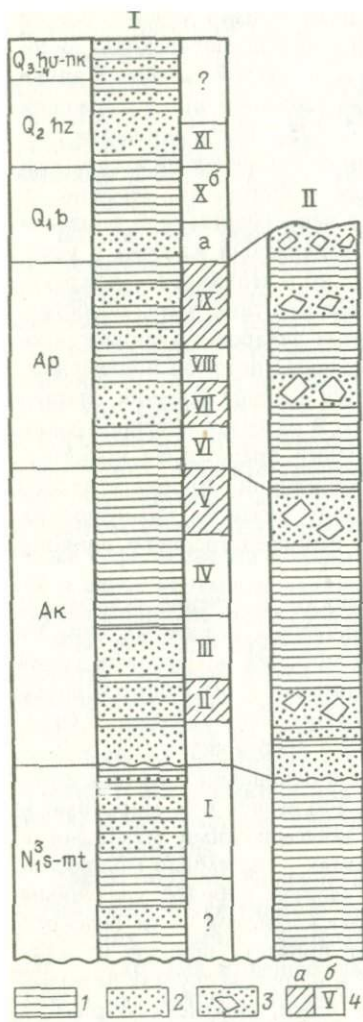


Рис. 37. Сопоставление разрезов Александрийской опорной скважины (низовья р. Терек) и Сунженского хребта у с. Заманкул

I — глины; 2 — пески, песчаники; 3 — пески с глыбами и валунами; 4 — зоны похолоданий (а) и потеплений (б) климата, по данным И.В. Масловой. I — скв. Александрийская; II — Заманкул. Отложения: $N_1^3 s-mt$ — сармат-меотические; Ак — ачкагыльские отложения; Ар — апшеронские; $Q_1 b$ — бакинские; $Q_2 hz$ — хазарские; $Q_3-4 hv-nk$ — хвалынские и новокаспийские

подтверждается для ачкагыля палинологическими исследованиями ядра Александрийской опорной скважины, проведенными И.В. Масловой. Для нижней песчаной свиты (см. рис. 37) характерны обедненные спорово-пыльцевые спектры лесного типа (преобладает сосна). Средняя часть разреза характеризуется широколиственными (главным образом граб), верхняя — снова большей ролью сосны, появлением березы. Пыльца принесена с Большого Кавказа, местный фон травный (полыни, маревые). Выше этих слоев, отмеченных "холодными" спорово-пыльцевыми спектрами, располагаются глины с апшерониями, парапшерониями (до 100 м), затем песчаная свита (100–110 м), не содержащая фауны, и снова глины с обильными апшеронскими солонатоводными формами (70 м). Выше следует чередование песчаных (30 и 50 м мощности) и глинистых (70 и 20 м) пачек, в которых солонатоводная фауна обеднена или совсем отсутствует. В спорово-пыльцевой диа-

грамме глинистым свитам соответствуют палинозоны с относительно высоким содержанием пыльцы широколиственных. В песчаных свитах и горизонтах исчезает пыльца широколиственных, резко возрастает роль травянистых ксерофитов, сосны и березы. Обилие пыльцы березы свидетельствует о появлении в высокогорье приледникового березового редколесья (см. рис. 37, зона VII и IX).

Нельзя забывать, что морены апшеронского (чегемского) оледенения действительно обнаружены в горах Большого Кавказа, на Чегемском нагорье [26]. Это валуны, нередко оглаженные, состоят из подстилающих морену плиоценовых липарито-дацитов и серых гранитов дальнего заноса.

Мощность валунно-глыбовой толщи достигает 80 м. На водоразделе Баксана и Чегема (горы Кум-Тюбе, Коген-Кая) они перекрыты более поздними вулканитами, которые также датируются апшероном. Сохранность морены в этом случае во многом объясняется межлазовым характером ее залегания. О позднеапшеронском оледенении Большого Кавказа свидетельствуют наиболее древние каменные глетчеры, выявленные в бассейне р. Сулак на Гунибском плато.

Свиты опресненного мелкоморья, тесно связанные с прибрежными, чисто аллювиальными свитами, констративно наложенными, обладающими мощно развитой предгорно-пойменной фацией, весьма характерны для акчагыл-апшерона Куринской впадины. Так же как в Терском прогибе, они чередуются с морскими, охарактеризованными солоноватоводной фауной. На этой основе в свое время была создана стратиграфическая схема С.А. Ковалевского, не потерявшая научного значения вплоть до настоящего времени.

Наиболее древняя акчагыльская свита опресненного мелкоморья — акбулакская. Она отвечает примерно середине акчагыла. Это грубозернистые пески с пресноводной фауной. Мощность песков до 150 м. Над акбулакской свитой выделяются мощные глины (500—600 м) с кардиумами, мактрами и с преимущественно лептоцитеревым комплексом остракод. Глины составляют алджигонскую свиту схемы С.А. Ковалевского. Над ней прослеживаются песчано-глинистые осадки с тремя прослоями галечников (рустамдагская свита). В нижней глинистой пачке, подстилаемой галечниками, содержатся мактры и кардиумы. Выше появляются дрейсыны, гидробии, пресноводные остракоды. Встречены прослои вулканических пеплов. Мощность свиты 200 м. В этом интервале разреза можно выделить две или даже три свиты опресненного мелкоморья.

Разрез надстраивают предкудбарекская и кудбарекская свиты схемы С.А. Ковалевского: нижняя глинистая с псевдокатиллюсами и верхняя песчано-галечная. Они отвечают общекаспийскому опреснению бассейна, естественно завершающему акчагыльскую трансгрессию. Разрез Куринской впадины в зоне предгорий позволяет детализировать стратиграфическое расчленение акчагыла и свидетельствует о большой сложности хода событий в ледниковом высокогорье Большого Кавказа, особенно в позднеакчагыльское время.

Над трансгрессивной кудбарекской свитой, формировавшейся в условиях значительного опреснения каспийских вод, с размывом и угловым несогласием располагаются слои с солоноватоводными, типично апшеронскими формами. В разрезе представлены пески, глины, детритусовые известняки, мощность которых достигает 150—200 м. В предгорной зоне Большого Кавказа (по Геокчаю, Гердыманчаю) над свитой с солоноватоводной фауной появляется грубопесчаная, даже галечная свита, обычно "немая" или с обильными микромеланиями. Мощность свиты — до 130 м. В этих свитах не трудно узнать преддашюзскую и дашюзскую (по С.А. Ковалевскому). Над дашюзской свитой снова улавливается интервал разреза, содержащий солоноватоводные формы. Преобладают гиркани. Разрез выполнен глинами, песками, суглинками мощностью до 30 м. Вы-

ше песчано-глинистые породы сменяются песчано-галечными, расслоенными глинистыми песками, реже суглинками континентального типа. В глинистых прослоях, кроме гирканий и редких монодаки, в изобилии появляются дрейсены, корбикулы, униониды, лимнеиды и анодонты. Эти свиты соответствуют предкоджашенской и коджашенской (по схеме С.А. Ковалевского). Однако более поздние работы К.М. Султанова показали, что в интервале разреза, отвечающем коджашенской свите С.А. Ковалевского, выделяется две песчано-галечных пачки с пресноводными и наземными моллюсками, разделенных слоями с солоноватоводными формами. Мощность их в геокчайском разрезе около 100 и 200 м. Таким образом в верхнем апшероне, так же как в Терском прогибе, выделяется три свиты опресненного мелкоморья, что указывает на общность причин, их порождающих, — кумтюринское оледенение Большого Кавказа и более поздние оледенения, завершающие апшерон.

Ценность обособления свит опресненного мелкоморья в разрезах моласс предгорий Большого Кавказа особенно возросла после экостратиграфического анализа пресноводных фаун, проведенного А.Л. Чепалыгой. Уже для среднего опресненного ачкагыла (аналоги акбулакской свиты) отмечено появление гладких, относительно холодноводных унионид. По стратотипу в ачкагыле Прикамья и Башкирии этот комплекс определяется как чистопольский (смбугинский). Для второго в ачкагыле регионального опреснения, отвечающего рустамдагской свите, устанавливается крыжановский криокомплекс пресноводных моллюсков. Для "нижнего апшерона" (кудбарекская свита) также отмечается значительное похолодание климата, — обособлен домашкинский криокомплекс с гладкими унионидами (название по стратотипу у с. Домашкинские Вершины в Поволжье). Выделены криокомплексы гладкостенных унионид и для собственно апшеронской части разреза — жеваховский в среднем и морозовский в верхнем.

Присутствие относительно холодноводных моллюсков в слоях, содержащих термофильную макротерофауну (остатки слонов — тарибанского и южного), показывает, что температура воды в опресненных лиманах зависела не от предгорных климатических условий, которые оставались относительно теплыми, и от стока холодных ледниковых вод со стороны кавказского высокогорья. Это подтверждается и условиями среды обитания. Пресноводные формы криомалакокомплексов являются стагнофильными. Опресненные лиманы интенсивно и на больших пространствах заносились мелкоземистым материалом, поступающим из зоны высокогорного криолитогенеза. В относительно теплые промежутки времени обстановки седиментации подобного типа отсутствовали. Значение пресноводной малакофауны для дробного стратиграфического расчленения молассовых серий, проводимого с учетом палеогеографических реконструкций, трудно переоценить. Такую же степень детальности может дать анализ палиноспектров. Известно, что в песках и глинах верхнего апшерона, полученных из скважин, пробуренных близ устья р. Куры, зафиксировано высокое содержание пыльцы березы, что указывает на широкое распространение березового редколесья в высокогорье Большого Кавказа.

Однако сохранность пыльцы в более доступных предгорных разрезах не всегда полная. Может помочь и фауна микромаммалий, но она слабо изучена и, подобно макротернофауне, отражает лишь предгорные климатические условия.

С данными, полученными в предгорьях Кавказа, перекликаются результаты анализа разреза акчагыльских отложений Прикопетдагского краевого прогиба. Известно, что его осевую зону неоднократно использовала Амударья, стекавшая в древний Каспий. К настоящему времени во многих деталях выявлено ее преакчагыльское русло, в которое затем ингрессировали воды акчагыльского бассейна. Среди глин и алевроитов акчагыла на значительном протяжении прослежены две песчаные свиты с обедненным комплексом акчагыльской фауны. Нижняя залегает в средней, верхняя — в верхней части акчагыла. Последняя тесно связана с пограничной акчагыл-апшеронской свитой, охарактеризованной пресноводными моллюсками. Погрубение осадков — следствие активизации сноса обломочного материала со стороны горной суши. Сравнение разрезов акчагыла, расположенных в предгорьях Кавказа и Копетдага, фиксирует одинаковое стратиграфическое положение песчаных свит, что указывает на одновременное их формирование в столь удаленных друг от друга районах. Для Кавказа установлена зависимость накопления песчаных свит от ледниковых явлений, влиявших на интенсивность стока и вынос обломочного материала в пределы предгорного малкоморья. Аналогичную зависимость можно предположить для зоны Предкопетдагского прогиба.

Минералогический состав акчагыльских песков указывает, что источником сноса были главным образом истоки Амударьи. Отсюда предположение о двукратном в течение акчагыла оледенении Памира. Песчаные свиты выделяются также в средней и верхней частях морского апшерона Предкопетдагского прогиба, но связь их с Памиром более проблематична. Впрочем, для соседнего Копетдага в апшероне, так же как и в акчагыле, можно предположить синхронные оледенения Памира плювиальные фазы.

Свиты опресненного мелкоморья удается выделить и в разрезах акчагыла Поволжья, а также в апшероне Прикаспийской впадины. Формировались они под влиянием волжского стока, когда в волжский эстуарий акчагыльского Каспия из бассейна Волги поступали значительные количества воды и песчаного материала. Фазы активизации твердого стока, по видимому, были связаны с фазами неоднократного нарастания ледниковых условий в пределах Фенноскандии. Обращает внимание одинаковое положение свит опресненного мелкоморья в разрезах акчагыла — апшерона Поволжья и предгорий Кавказа (в середине и кровле соответствующих подразделений). Вероятность оледенения Фенноскандии для рассматриваемого отрезка времени доказывается стратиграфическим положением тиллитов Исландии, выявленных при анализе разрезов Западной Европы претегеленским, эбуронским и менапским похолоданиями, а также указаниями на морены более древние, чем относящиеся к раннему плейстоцену, для Онежско-Ладожского перешейка и Прибалтики.

Проблема обособления относительно грубообломочных свит опреснен-

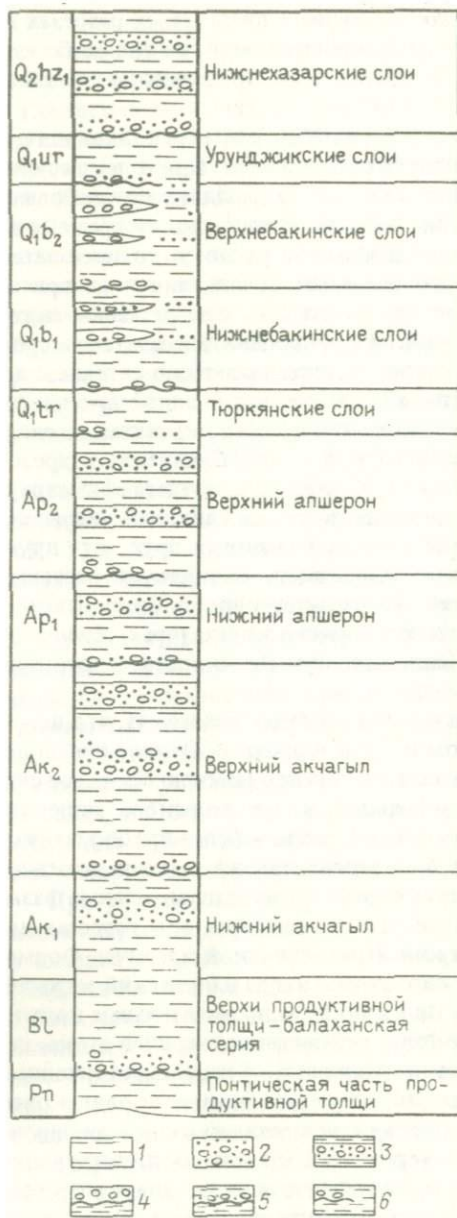


Рис. 38. Соотношения грубообломочных свит опресненного мелкоморья с размывами и несогласиями (Юго-Восточный Кавказ)

1 – глины и алевроиты; 2 – пески с галькой; 3 – свиты опресненного мелкоморья. Размывы и несогласия: 4 – базальные; 5 – региональные; 6 – локальные

ного мелкоморья, правильная оценка их стратиграфического значения, тесно связаны с проблемой соотношения грубообломочных свит молассовых серий с тектоническими движениями в пределах близлежащих горных сооружений. Для того чтобы в этом разобраться, применительно к Восточному Кавказу были прослежены соотношения свит опресненного мелкоморья и погрубения предгорных моласс с выявленными в тех же разрезах размывами, перемываниями и несогласиями (рис. 38). Известна традиционная и в основе своей правильная позиция, согласно которой появление в предгорьях грубообломочных свит считается признаком активизации тектонического воздымания горных сооружений. Той же причиной объясняются регрессивные фазы развития предгорных бассейнов. Однако в контрастивно наложенных грубообломочных молассах перерывы, как правило, незначительны, несогласия отсутствуют – интенсивная аккумуляция затушевывает воздействие тектонических движений. Грубообломочные свиты вклиниваются в морские

серии, имеющие трансгрессивный характер. Крупные перерывы, размывы и несогласия, имеющие значения для стратиграфии и палеотектонических реконструкций, отмечены в кровле грубообломочных свит опресненного

мелкоморья, в основании вышележащих солоноватоводных отложений (подошва верхнего акчагыла, подошва нижнего апшерона). Имеются и обычные варианты, когда несогласия и размывы фиксируются в основании грубообломочных свит (например, подошва акчагыла за пределами распространения продуктивной толщи). Разграничение этих двух типов несогласий соответствует двум различным по происхождению разновидностям грубообломочных пород: базальным, связанным с несогласиями, и завершающим трансгрессивные интервалы разреза, формирование которых было вызвано активизацией речного стока как жидкого, так и твердого, под влиянием оледенений.

Корреляция свит опресненного мелкоморья в разрезах акчагыла и апшерона Кавказа, Копетдага, Северного Прикаспия и долины Волги показывает высокую степень синхронности их формирования. Во всех перечисленных районах свиты опресненного мелкоморья приурочены к средним и верхним частям указанных подразделений. Они формировались после первой акчагыльской трансгрессии и после второй максимальной, осадки которых повсюду охарактеризованы соответствующими комплексами солоноватоводных моллюсков. Аналогичным образом опреснения мелкоморья в апшероне распространялись наиболее широко вслед за первой и второй трансгрессиями апшеронского Каспия, как бы завершая их развитие. Эта закономерность, обоснованная палеонтологически, доказывает синхронность возникновения ледниковых явлений в пределах Фенноскандии, в горах Кавказа и, вероятно, Памира.

Аналогичные заключения могут быть сделаны для среднего плейстоцена предгорных районов юга СССР. Две террасы средних высот предгорной части долины Терека, сложенные аллювием ледникового, перигляциального типа, связанным фациально с нижней и верхней частями нижнехазарской толщи каспийских осадков, вполне сопоставимы с третьей и четвертой террасами долины Волги, перигляциальный аллювий которых не менее выразителен. Их аллювий в Нижнем Поволжье также увязывается с нижнехазарским интервалом разреза морских осадков древнего Каспия.

Широкое развитие мощного ледникового аллювия в среднем плейстоцене предгорий Карпат, Крыма, Кавказа, гор Средней Азии, Алтая, Саян и далее вплоть до Хэнтэя свидетельствует о синхронности равнинных и горных оледенений этого времени не только на западе, но и по всему горному поясу юга СССР. Очевидно под влиянием равнинных ледниковых покровов и возникавших над ними антициклональных режимов, пути западно-восточного переноса влажных воздушных масс смещались на юг к горам, что и приводило к возникновению горных оледенений. Характерно, что области питания рек, поставлявших в предгорья столь значительные массы обломочного материала, всегда находятся в тех частях горного обрамления котловин, которые располагались на пути западных ветров, несших влагу и способствовавших развитию горного оледенения. Пески в бассейне Селенги развиты лишь по правым ее притокам, шедшим с Хэнтэя. Долины левых притоков, идущих с Хангая, ориентированного иначе чем Хэнтэй, не содержат значительных песчаных скоплений, хотя грани-

тов там не меньше, чем на востоке. Аналогичным образом реки Казыр, Кизир, Амыл — правые притоки Енисея, идущие с западного склона Восточного Саяна — были источником мощного выноса супесчано-суглинистых масс, но подобного типа скопления отсутствуют в западной части Минусинской котловины — по Абакану и его притокам. Восточный склон Кузнецкого Алатау и Западные Саяны на стыке с ним были сухими. Западнее снова та же закономерность: супеси и суглинки сносились по Томи в Кузнецкую котловину и по Бие в предгорья Алтая.

Синхронность главных ледниковых эпох, выделяемых в среднем плейстоцене для гор и равнин, устанавливаемая хотя и в самом общем виде, но с достаточной определенностью, позволяет предполагать, что та же закономерность справедлива для раннего и позднего плейстоцена. Число стадий ранне- и позднебезенгийских оледенений, выделяемое для Большого Кавказа на основе последовательности морен, флювиогляциальных дельт и связанных с ними террас в троговых частях горных долин, вполне соизмеримо с числом стадий калининского и осташковского оледенений Русской равнины. Более детальные корреляции затруднены отсутствием в горах абсолютных датировок, но и сейчас они убедительно доказывают климатическую природу низких террас горных рек.

Происхождение этих террас нередко объясняется как результат импульсивности неотектонического воздымания горных стран в целом или их отдельных крупных сегментов. Система импульсов, отвечающая числу низких террас горных рек и стадий развития горного оледенения в позднем плейстоцене, вряд ли возможна. Слишком часты импульсы, слишком велика возможная амплитуда движений. Гораздо естественнее представить климатическую природу возникновения ледниковых стадий и связанных с ними террасовых уровней, тем более что особенности строения аллювиальных свит, слагающих террасы, наличие переуглублений, указывающих на неоднократные изменения объемов жидкого и твердого стока рек, неопровержимо об этом свидетельствуют.

Обоснование климатической природы большей части террас горных рек резко повышает значение стратиграфических схем горного антропогена для историко-геологических и палеогеографических реконструкций. Детальность таких схем, множественность отражаемых ими событий указывают на определенное их преимущество по сравнению с равнинными схемами, где многое интегрировано.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагаемая классификация генетических типов и видов антропогенных осадочных образований (см. табл. 3), конечно, еще далека от совершенства. Во многих случаях не хватает соответствующего фактического материала, многие отложения просто не изучены с этой точки зрения, исчерпывает себя качественный подход к проблеме, требуются количественные характеристики. Однако надо помнить, что количественный анализ приводит к объективным результатам лишь в том случае, когда обеспечена методически правильная качественная характеристика изучаемого объекта.

Схема имеет сугубо стратиграфическую направленность, но следует иметь в виду всеобщий, в какой-то мере глобальный характер ее климатической основы. В конце концов, те принципы, на которых она базируется, сохраняют свою значимость на огромных территориях Северной Евразии, Северной и Южной Америки, Новой Зеландии и Австралии. Может быть расширена и геоморфолого-неотектоническая основа классификации. Климатический подход к детальному генетическому расчленению отложений едва ли не в большей степени применим для платформенных территорий, вместе с их океаническими окраинами. В этой связи возможна и более дробная геоморфолого-неотектоническая дифференциация платформ на структурной основе. Учитывая совпадение плювиальных фаз в развитии низкоширотных районов с начальными фазами развития покровных оледенений северных равнин, а также высокогорные обстановки континентальной седиментации, простирающиеся вплоть до экватора, можно еще более расширить зону, в пределах которой работает предлагаемая классификационная схема. В настоящее время доказана ярко выраженная климатическая зональность океанской седиментации [19], что свидетельствует о возможности подобного подхода к генетической типизации океанских осадков в арктических, антарктических и прилегающих к ним акваториях. Но, конечно, остается тропическая зона, а также субтропики, где действует лишь один вариант климатических изменений — увлажнение и аридизация или климат вообще остается стабильным, точнее его колебания не влияют, по крайней мере существенно, на процессы осадконакопления. Аналогичным образом не испытывает изменений климатической среды в тропической зоне и океанская седиментация. В каком-то смысле генетические типы антропогенных осадочных образований тропической зоны, как "теплые" и "влажные", противопоставляются генетическим типам остальных климатических зон — "сухим" и "теплым", "сухим" и "холодным", "холодным" и "влажным".

Приведенные рассуждения показывают, что в сфере генетического анализа, в том числе в стратиграфическом плане, имеются самые широкие возможности для дальнейшего приложения усилий, и автор надеется, что эта книга будет способствовать развитию научной мысли в указанном направлении.

В течение многих лет проводя исследования в различных районах

Северной Евразии, решая различные генетические и стратиграфические проблемы, имеющие отношение к антропогену, автор постоянно обращался к работе своих учителей — А.И. Москвитина, Е.В. Шанцера, Г.И. Горюкова. И если читатель обнаружит в данной книге несомненное влияние их идей, в этом не следует видеть ничего необычного. Более того, автор старался придерживаться методических установок, которые лежат в основе их научной деятельности, и не скрывает своего восхищения перед их научным подвижничеством.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьев И.В., Горшков С.П. Перигляциальные образования севера Енисейского края и запада Сибирской платформы. — Вестн. МГУ, сер. геол., 1975, № 5, с. 51–60.
2. Гентнер А.Р. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Исландии. — В кн.: Срединно-океанические хребты. М., 1978.
3. Горецкий Г.И. О возрасте и пространственных соотношениях антропогенных террас р. Кубани. — Труды Комиссии по изуч. четвертичн. периода, 1962, т. 19, с. 194–222.
4. Гравис Г.Ф. Склоновые отложения Якутии. М., Наука, 1969.
5. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. — Труды ГИН АН СССР, М., Наука, 1965, вып. 126.
6. Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия; геохронология, корреляция). М., Наука, 1981.
7. Дублянский В.Н. Карстовые пещеры и шахты Горного Крыма. Л., Наука, 1977.
8. Елисеев В.И. Закономерности образования пролювия. М., Недра, 1978.
9. Ивановский Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л., Наука, 1967.
10. Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. — Труды ГИН АН СССР, М., Наука, 1972, вып. 245.
11. Кожевников А.В. Верхний плейстоцен долин Теберды и Кубани. — Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода, № 27, 1962, с. 34–61.
12. Кожевников А.В. Аллювий горных рек (фашия, типы разрезов, условия формирования). — В кн.: Четвертичный период Сибири. М., Наука, 1966.
13. Кожевников А.В. Некоторые закономерности формирования низких террас горных рек. — Вестн. МГУ, сер. геол., 1970, № 3, с. 26–37.
14. Кожевников А.В. Солифлюкционно-делювиальные склоны и палеогеография перигляциальных зон равнинных и горных оледенений. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., Наука, 1972.
15. Конищев В.Н. Некоторые общие закономерности преобразования состава дисперсных пород криогенными процессами. — В кн.: Проблемы криолитологии, вып. 6, М., 1977.
16. Кригер Н.И. Лесс, его свойства и связь с географической средой. М., Наука, 1965.
17. Лаврушин Ю.А. Некоторые особенности механизма накопления ритмично-слоистых отложений склонов. — В кн.: Четвертичный период и его история. М., Наука, 1965.
18. Лаврушин Ю.А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М., Наука, 1969.
19. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М., Наука, 1978.
20. Любин В.П. Мустьерские культуры Кавказа. Л., Наука, 1977.
21. Макарова Н.В., Акинин Б.В., Макаров В.И. Стадийность формирования аллювия р. Зеравшан в связи с россыпеобразованием. — Изв. вузов, Геология и разведка, 1977, № 4, с. 75–81.
22. Макдональд Г. Вулканы. М., Мир, 1975.
23. Маккаевеи Н.И., Хмелева Н.В., Заитов И.Р., Лебедева Н.В. Экспериментальная геоморфология. М., изд-во Моск. ун-та, 1961.
24. Максимович Г.А. Основы карстоведения. Т. 1, 2. Пермь, 1963, 1969.
25. Малеев Е.Ф. Критерии диагностики фаший и генетических типов вулканитов. М., Наука, 1975.
26. Милановский Е.Е. Основные вопросы истории древнего оледенения Центрального Кавказа. — В кн.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М., 1966.
27. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Плиоцен-четвертичные образования и неотектоника Б. Кавказа в полосе Военно-Грузинской дороги. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39 (6), 1964, с. 57–86.

28. Минервин А.В., Комиссарова Н.И. Формирование структуры и текстуры просадочных лессовых пород Минусинского межгорного прогиба. — Инженерная геология, 1979, № 1, с. 70—84.

29. Петров М.П. Пустыни Центральной Азии. Т. 1, 2. М. — Л., Наука, 1966, 1967.

30. Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М., изд-во Моск. ун-та, 1967.

31. Рихтер Г., Руске Р., Шванке Р. Перигляциальная крупнообломочная толща в среднегорье (ГДР). — В кн.: Лесс — Перигляциал — Палеолит на территории Средней и Восточной Европы. К VIII конгрессу ИНКВА. М., ВИНТИГ, 1969.

32. Саядян Ю.В. Ширакский опорный разрез четвертичных континентальных отложений в Закавказье. — Изв. АН АрмССР. науки о земле, 1969, № 3, с. 48—57.

33. Федорович Б.А. Основные закономерности эолового рельефообразования в песчаных пустынях. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1970, № 1, с. 9—17.

34. Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Т. 1, 2. Фрунзе, Илим, 1971, 1972.

35. Черняховский А.Г. Современное лессообразование в высокогорных степях внутреннего Тянь-Шаня. — В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М., Наука, 1966.

36. Черняховский А.Г. Климатическая зональность элювиального процесса. — Труды ГИН АН СССР, М., Наука, 1980, вып. 350.

37. Чистяков А.А. Горный аллювий. М., Недра, 1978.

38. Чистяков А.А. Условия формирования и фациальная дифференция дельт и глубоководных конусов. — В кн.: Итоги науки и техники. Общ. геол., т. 10, М., 1980.

39. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. — Труды ГИН АН СССР, М., Наука, 1966, вып. 181.

40. Шанцер Е.В. Некоторые общие вопросы учения о генетических типах отложений. — Труды ГИН АН СССР, М., Наука, 1980, вып. 350.

41. Шербакова Е.М. Древнее оледенение Большого Кавказа. М., изд-во Моск. ун-та, 1973.

42. Bonatti E., Arrenius G. Eolian sedimentation in the Pacific off Northern Mexico. Marine Geol., v. 3, 1956, p. 337—348.

43. Corte A.E. Rock glaciers. Biuletyn peryglacjalny, N 26, Lodz, 1976, p. 175—197.

44. Dziewanski J., Starkel L. Slope covers on the middle terrace at Zabrodzie upon the San. Studia Geomorphologica Carpato-Balcanica, vol. 1, Krakow, 1967, p. 21—35.

45. Guillien Y., Llauidou J.-P. Conclusions des recherches de gelialuction experimentale sur les calcaires des Charantes. Bull. Cent. Geomorphol. Caen. CNRS, N 19, 1974, p. 187—193.

46. Harris St. A. Petrology and origin of stratified scree in New Zealand. Quatern. Res., 5, N 2, 1975, p. 199—214.

47. Jakucs L. The role of climate in the quantitative and qualitative control of karstic corrosion. Symposium on Karst, Morphogenesis, Hungary, 1973.

48. Lapparent A.F. de. Les depots de travertins des montagnes afganes a l'Ouest de Kaboul. Rev. geogr. phys. et geol. dynam. Liv. 8, N 5, 1966, p. 351—357.

49. Niino H., Emery K.O. Sediments of shallow portions of East China Sea and South China Sea. Bull. Geol. Soc. America, v. 20, 1961, p. 731—762.

50. Scheuer G., Schweitzer F. New aspects in formation of the freshwater limestone series of the environs of Buda mountains. Foldrajzi Kozlemenyek, evi 2, 1974, p. 113—134.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Генетический анализ	6
Элювиальные образования	10
Коллювиальные отложения	19
Гляциальные отложения	40
Флювиальные отложения	66
<i>Лимнические отложения</i>	92
Субтерральные и субтеррально-аквальные отложения	97
Золые отложения	105
Вулканогенно-осадочные отложения	116
Морские осадки и обстановки седиментации, связанные с речным стоком	119
Глава 2. Генетический анализ и стратиграфия	128
Особенности генетической классификации антропогенных осадочных образований	128
Опыт применения генетического анализа в стратиграфических целях	148
Заключение	177
Список литературы	179

АНДРЕЙ ВАЛЕНТИНОВИЧ КОЖЕВНИКОВ

АНТРОПОГЕН ГОР И ПРЕДГОРИЙ

Редактор издательства А.П. Хуповка
Обложка художника Т.С. Андреевой
Художественный редактор Г.Н. Юрчевская
Технический редактор Л.С. Гладкова, Л.Н. Фомина
Корректор К.И. Савенкова
Оператор Н.Я. Новикова

ИБ № 4893

Подписано в печать 12.11.84. Т-21641. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага офсетная № 1.
Набор выполнен на наборно-лithующей машине. Гарнитура "Пресс-Роман". Печать
офсетная. Усл. печ. л. 11,5. Усл. кр.-отт. 11,75. Уч.-изд. л. 14,53. Тираж 1450 экз.
Заказ291 /8744-1. Цена 2 р. 20 к.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра",
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
Москва Ж-33, Волочаевская, 40.

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!
ИЗДАТЕЛЬСТВО "НЕДРА" ГОТОВИТ
К ПЕЧАТИ – НОВЫЕ КНИГИ

ЕФРЕМОВА С.В., СТАФЕЕВ К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. 1985. – 40 л. – 2 р. 40 к.

Рассмотрены составные части горных пород, выражаемые в виде окислов, общие особенности химизма магматических, осадочных и метаморфических горных пород, их средние составы, способы пересчетов, а также изображения химических составов горных пород на диаграммах (бинарные, фигурные, точечные, треугольные, прямоугольные, столбчатые, четверные, парагенетические и др.) и значение различных диаграмм для петрологического анализа горных пород. Приведены новые методы с использованием математического аппарата и ЭВМ. Пособие в таком полном объеме выпускается впервые.

Для геологов и петрографов, занимающихся исследованием горных пород, специалистов ряда смежных наук. Может быть использовано преподавателями и студентами геологических специальностей вузов и университетов.

ПАТАЛАХА Е.Н. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя: (обоснование, методика, приложение). 1985. – 14 л. – 70 к.

Дано геологическое обоснование метода тектонофациального анализа. Раскрыта характерная для земной коры складчатых областей фанерозоя вертикальная термодинамическая зональность, выделяются эпи-, мезо- и катазоны. Рассмотрены методика, техника и приложение тектонофациального анализа к условиям мезозоны. Дано определение тектонофаций, обоснована диагностическая десятибальная шкала, построенная на корреляции структурно-парагенетического и кинематического начал, пригодная для реального структурного прогноза. Изложена методика и техника полевых и камеральных тектонофациальных исследований, обсуждены результаты тектонофациального анализа ряда палеозойских складчатых систем Казахстана.

Для геологов, изучающих тектонику, геодинамику и металлогению складчатых областей.

ПОДОБЕДОВ Н.С. Природные ресурсы Земли и охрана окружающей среды: Учебник для вузов. 1985. — 20 л. — 85 к.

Рассматриваются общие географические закономерности Земли, определяющие формирование природных ресурсов и особенностей динамики их развития. Раскрывается содержание природных ресурсов, затрагиваются некоторые вопросы их использования. Освещаются научные основы охраны окружающей среды в связи с антропогенным воздействием на определенные виды природных ресурсов, обсуждаются причины и последствия негативных воздействий на среду. Характеризуются соответствующие природоохранные мероприятия.

Для студентов специальности "Исследования природных ресурсов" геодезических вузов, а также студентов других специальностей.

ПОПОВ В.И., ЗАПРОМЕТОВ В.Ю. Генетическое учение о геологических формациях. 1985. — 34 л. — 5 р. 50 к.

Рассматриваются фашиально-петрогенетический и историко-геологический принципы выделения формаций. Освещаются фашиальные законы образования и распространения формаций, приводится методика динамического палеофашиального и палеоформационного картирования. Характеризуются магматические и пневмато-гидротермальные формации, показана связь с ними полезных ископаемых. Рассматриваются условия образования осадочных формаций, принципы и методика динамического фашиального анализа, постседиментационные преобразования осадочных формаций, кратко охарактеризованы метаморфические формации. Описываются типы формационных рядов, отвечающие различным стадиям развития земной коры.

Для геологов различных специальностей, особенно для литологов.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел "Книга — почтой" магазинов:

№ 17 — 199178, Ленинград, В.О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НЕДРА"

2 р. 20 к.

4481

НЕДРА