

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 61

Н. А. ЕФИМЦЕВ

ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ
ЗАПАДНОЙ ТУВЫ
И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ГОРНОГО АЛТАЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

Н. А. ЕФИМЦЕВ

ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ
ЗАПАДНОЙ ТУВЫ
И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ГОРНОГО АЛТАЯ

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

доктор геол.-минер. наук

В. И. ГРОМОВ

ВВЕДЕНИЕ

Проблема оледенения принадлежит к числу наиболее интересных и вместе с тем сложных в четвертичной геологии. Несмотря на длительное изучение, вопросы оледенения четвертичного периода до сих пор трактуются весьма противоречиво. Достаточно указать, например, что в настоящее время разные исследователи выделяют от одного до восьми оледенений. Вместе с тем далеко не однозначно решается и вопрос о начале ледниковых явлений. Некоторые исследователи и до сего времени приводят материалы в обоснование существования в плиocene материкового и горного оледенения.

Подобное положение с проблемой четвертичного оледенения не может, естественно, не сказываться отрицательно на решении таких основных вопросов четвертичной геологии, как стратиграфическое расчленение отложений ледниковой и внеледниковой областей, их корреляция, реконструкция палеогеографических условий четвертичного периода и других.

Альпийская схема четырех оледенений А. Пенка и Э. Брюкнера, перенесенная в двадцатых годах на горные системы нашей страны, стала на многие годы привычным каноном, отступать от которого решались лишь немногие исследователи. Только в послевоенные и особенно в последние годы, по мере все большего накопления фактического материала, более отчетливо выявилось несоответствие этой схемы четырехкратного оледенения горных областей реконструкциям древних оледенений, основанным на новом материале.

К числу таких районов относится и крупная Алтае-Саянская горная область, где ледниковые процессы в четвертичное время проявились особенно интенсивно. В настоящее время для этой области предложено большое количество схем четвертичного оледенения, нередко сильно отличающихся одна от другой. При этом ледниковые отложения Алтая и Саян более широко используются для реконструкции истории развития рельефа. Так, например, разное гипсометрическое положение ледниковых отложений послужило основанием для широко распространенного представления, согласно которому наиболее древнее оледенение развивалось в условиях слабо расчлененного рельефа, почему и носило полупокровный характер. Интенсивные тектонические движения межледникового времени обусловили глубокое врезание гидросети, в результате чего в последующие этапы оледенения развивались преимущественно ледники долинного типа.

Сейчас можно привести немало работ, в которых на основании представлений, подобных выше приведенному, утверждается, например, что Алтай пережил несколько фаз четвертичного тектогенеза, а высочайшие хребты его имеют очень молодой — средне- и даже верхнеплейстоценовый возраст.

Перед автором стояла задача на значительной территории Алтае-Саянской горной области установить взаимоотношения между ледниковыми отложениями и тем самым выявить количество и характер четвертичных оледенений, а также определить положение ледниковых образований в региональной схеме четвертичных отложений. При рассмотрении этих вопросов нельзя было, естественно, обойтись без восстановления основных этапов развития рельефа. Все это потребовало разработки местной схемы стратиграфии четвертичных отложений.

В связи с широким развитием на рассматриваемой территории отложений, ошибочно принимаемых часто за ледниковые, значительное внимание пришлось уделить также диагностике некоторых генетических типов четвертичных отложений.

Район работ (фиг. 1) обладает рядом преимуществ, определивших его выбор для разрешения вышеуказанной задачи. Основные из них следующие.

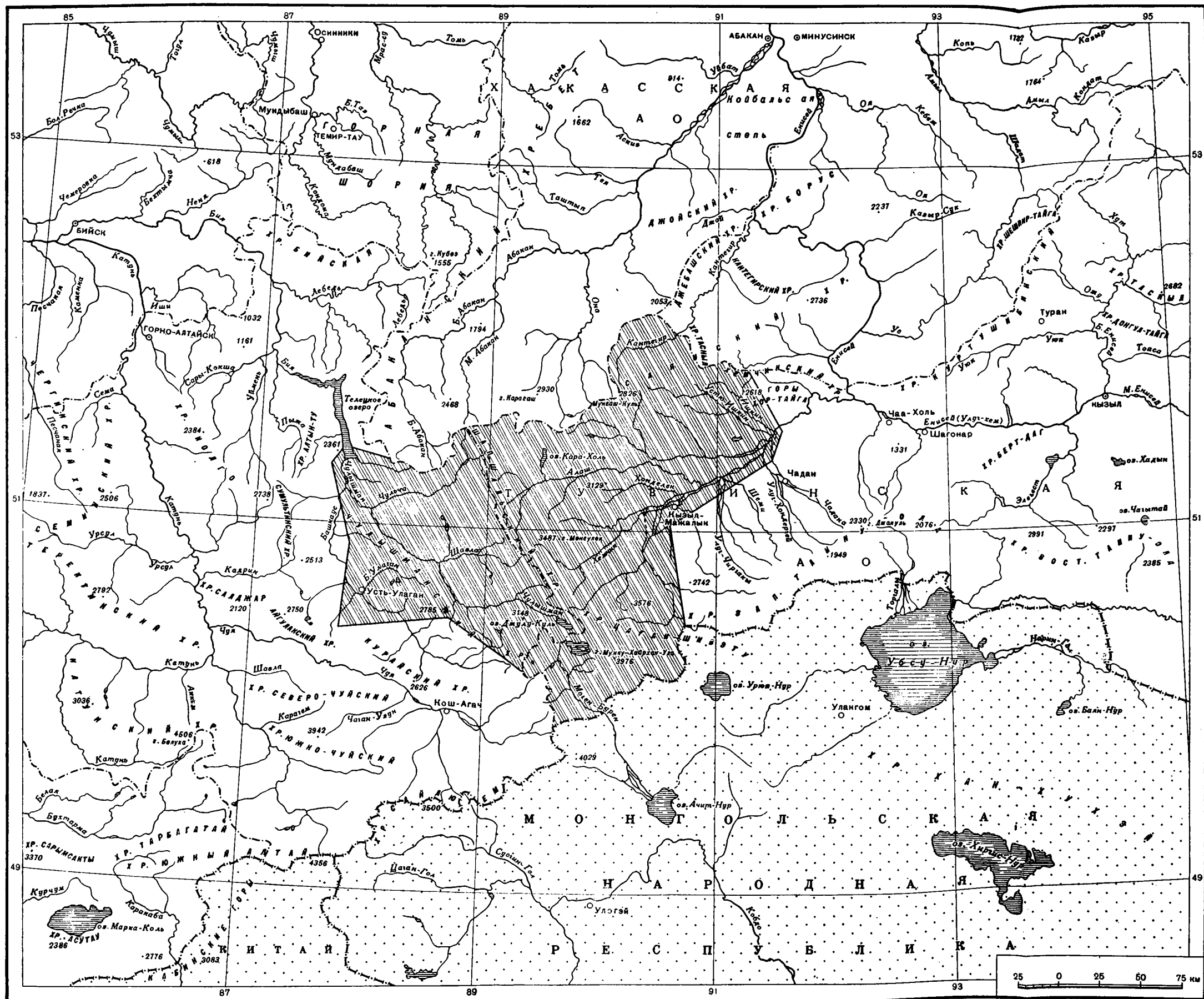
1. Интенсивное проявление ледниковых явлений в четвертичное время обусловило развитие разнообразных типов оледенения — от зачаточного карового до обширного полупокровного.

2. Благоприятное сочетание высоких хребтов и межгорных котловин обеспечивало возможность корреляции ледниковых отложений с неледниковыми.

3. Широкое распространение слабо расчлененного реликтового рельефа в районах, отличающихся по интенсивности проявления ледниковых процессов, облегчало выявление закономерностей развития оледенения, а также способствовало выяснению основных этапов развития рельефа.

Слабая изученность четвертичного оледенения и четвертичных отложений Западной Тувы и восточной части Горного Алтая в известной мере также диктовала выбор указанной территории.

В основу настоящей монографии положены материалы, собранные автором при полевых экспедиционных исследованиях в течение четырех лет, с 1953 по 1956 г. Работа выполнена при консультации доктора геолого-минералогических наук В. И. Громова, которому автор выражает искреннюю благодарность. С признательностью автор отмечает также, что во время работы ему оказывали помощь консультациями и критическими замечаниями многие сотрудники отдела четвертичной геологии Геологического института АН СССР. В процессе подготовки рукописи к печати ценные замечания были получены от И. С. Чумакова, Э. И. Равского, А. И. Равикович, за что автор выражает им благодарность.



Фиг. 1. Обзорная карта территории исследований. Изученная площадь показана штриховкой

Глава I

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ТУВЫ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

В связи с широким размахом геологосъемочных работ на территории Тувы и Алтая вопросам оледенения, равно как и отложениям четвертичной системы, в последние 10—15 лет было уделено большое внимание. До этого периода, и особенно в дореволюционные годы, четвертичные породы не были предметом специальных исследований.

Широкое развитие, свежесть форм ледниковых образований, сохранившихся в районе, обращали на себя внимание натуралистов (Bunge, 1830; Гельмерсен, 1840; Tchihatcheff, 1845; Шуровский, 1846, и др.). Однако только с конца прошлого и начала этого века, когда теория древних оледенений в общих чертах уже сформировалась, ледниковым образованиям начали давать правильное объяснение.

Исследователи, побывавшие в Восточном Алтае в первой половине XIX века, не могли правильно истолковать многочисленные следы бывшего здесь оледенения. Так, Г. П. Гельмерсен (1840), посетивший Телецкое озеро в 1834 г., приводит такое описание непонятной для него породы: «На юго-восточном берегу встретили мы странного вида горную породу, отличную от глинистого сланца, горы которого тянутся до самого этого берега. По ближайшем рассмотрении мы увидели, что порода эта есть рыхлый конгломерат, разрушенный действием дождя и снега. Массы этого конгломерата возвышаются здесь столбами. Столбы эти поддерживают иногда на вершинах своих огромные круглые каменные глыбы, представляющие подобие зонтика. На этих высотах, образуемых обломочной породой, простираются равнины» (стр. 432):

Г. П. Гельмерсен описал, как видно, типичную морену, но объяснения происхождения этой породы он не дал. При господствовавшей в то время гипотезе дрифта, он не мог, естественно, применить ее для объяснения происхождения эратического материала в горах. Наличие крупного валунника в устьевых частях рек, впадающих в Телецкое озеро, а также в долине р. Бии Гельмерсен объяснял переносной деятельностью речных потоков, что в известной мере отвечает действительности.

П. А. Чихачев (Tchihatcheff, 1845), путешествовавший в 1842 г. в юго-восточном Алтае, упоминал об огромном количестве гранитных обломков, разбросанных по большой площади верховий Чулышмана, но правильного объяснения их происхождения он не дал.

Первым исследователем восточной части Горного Алтая, установившим следы бывшего древнего оледенения, был гидролог П. Г. Игнатов (1902), изучавший Телецкое озеро в 1901 г.

Побывав в верховьях Чулышмана, П. Г. Игнатов четко высказался в пользу ледникового происхождения валунных отложений, занимающих обширную территорию в районе озера Джулу-Куль. «Вся поверхность плоскогорья, на котором лежит озеро Джулу-Куль,— писал он,— усыпана множеством гранитных обломков, в большинстве случаев окатанных и часто имеющих форму вполне округленных валунов... несомненно, что они сплошь покрывают все плоскогорье и, по-видимому, довольно мощным слоем... Возникает вопрос, чему обязано своим происхождением это громадное количество гранитных обломков... На основании своих исследований я объясняю это явление исключительно ледниковой деятельностью и полагаю, что в прежнее время здесь существовал обширный Чулышманский ледник. Нигде в ближайших окрестностях нет коренных обнажений гранита — всюду распространены сланцы; следовательно, все граниты принесены издалека. Но они так велики, так их много, покрывают такое обширное пространство, что трудно найти какую-нибудь другую силу, участвовавшую в этом переносе, кроме ледниковой... Таким образом, болотистое плоскогорье, на котором лежит Джулу-Куль, следует рассматривать как ложе исчезнувшего ледника, а все упомянутые отложения — как донную морену; самое же озеро следует считать моренного происхождения» (Игнатов, 1902, стр. 194).

Истоки Чулышманского ледника, по предположению П. Г. Игнатова, находились в массиве Монгун-Тайга.

После посещения верховий Чулышмана П. Г. Игнатов пришел к правильному истолкованию происхождения «рыхлых конгломератов»¹ развитых по берегам Телецкого озера и в долине нижнего течения Чулышмана. Их образование он поставил в связь с тем оледенением, яркие следы которого он встретил в верховьях р. Чулышмана, а также с более интенсивной деятельностью рек, являвшихся в то время ледниковыми.

Геологические исследования С. А. Яковлева (1909) на обширной площади северо-восточного Алтая впервые показали огромные масштабы развития древнего оледенения в этом районе. С. А. Яковлев дал правильную картину оледенения бассейна Чульчи, верховьев Абакана, водораздела Чулышмана — Башкауса и других участков.

Ознакомившись с долиной р. Чульчи, С. А. Яковлев указал на значительные масштабы оледенения этой долины. А по поводу пояса конечных морен, подпрудивших озеро Иты-Куль в верховьях этой реки, писал: «Что эти конечные морены были лишь результатом одного из стационарных положений ледника — видно из того, что моренные отложения размытой основной морены лежат и ниже озера по долине реки Чульчи...» (Яковлев, 1909, стр. 34).

В долине Чулышмана, ниже устья Чульчи С. А. Яковлев не увидел следов оледенения и поэтому допускал, что ледник Чульчи оканчивался всего в 6 км от ее устья — на высоте около 600 м над уровнем моря. Он считал, что ледник не только заполнял долину Чулышмана, но и покрывал междуречье Чулышмана и Башкауса, достигающее 1600 — 2000 м абсолютной высоты. На этом водоразделе он отметил наличие морены и валунов. Ледник по Чулышману спускался, по мнению С. А. Яковлева, до уровня 700 м абсолютной высоты. Ледник долины р. Большой Улаган он считал языком Чулышманского ледника.

По долине р. Кубадру навстречу Чулышманскому леднику, по его мнению, спускался ледниковый покров несколько меньших размеров. После слияния льды двигались по долине Башкауса, но окончание этого ледника С. А. Яковлеву определить не удалось.

¹ «Рыхлыми конгломератами» П. Г. Игнатов называл морену и флювиогляциальные отложения.

Позднее С. А. Яковлев (1916) согласился с Г. И. Гране в том, что Чулышманский ледник заполнял собой не только долину Чулышмана, но и ванну Телецкого озера и оставил у его северной оконечности хорошо сохранившуюся конечную морену. Однако он не соглашался с Г. И. Гране в вопросе о ледниковом происхождении озера, так как считал, что такой ледник не мог выпахать ванну озера. По мнению С. А. Яковлева (1916), Телецкое озеро представляет собой грабен, образовавшийся в сравнительно недавнее время и хорошо сохранивший очень характерную для грабена внешнюю форму и совершенно свежие следы создавшего его тектонического процесса.

Известный путешественник и исследователь ледников Алтая ботаник В. В. Сапожников (1911) после своих первых путешествий по Русскому Алтаю (1895, 1897—1899 гг.) указал на значительные размеры современного оледенения Алтая и обратил внимание на то, что древнее оледенение имело намного большие масштабы. Во время путешествия по Монгольскому Алтаю в 1909 г. В. В. Сапожников пересек юго-западную часть Тувы, где впервые отметил наличие очень мощных древних морен. По масштабам развития обширные морены долины Асхаты (Асхатинин-Гол) сравнимы, по его мнению, только с колоссальными моренами Цаган-Гола, близ устья р. Катунь. В. В. Сапожников также правильно определил, что массив Монгун-Тайга был крупным центром оледенения, независимым от Монгольского Алтая (Сапожников, 1911, стр. 432).

Большой вклад в изучение древнего оледенения Восточного Алтая был сделан Г. И. Гране (1915, 1916), который специально занимался выяснением роли оледенения в развитии рельефа. Г. И. Гране дал четкую картину масштабов оледенения огромного бассейна Чулышмана и высказался в пользу ледникового происхождения Телецкого озера. Относительно количества оледенений его взгляды эволюционировали. По работам 1907 и 1909 гг. он допускал лишь одно оледенение; а после работ 1914 г. пришел к выводу о существовании трех оледенений, с оговоркой, что два последние оледенения могут быть отдельными стадиями одного и того же оледенения.

Доказательством первого оледенения бассейна Бии Г. И. Гране (1915) считал валуны у г. Бийска, а второго — неясные морены у устья р. Лебеди. Все «типичные моренные ландшафты» в бассейне Чулышмана, по мнению Г. И. Гране, принадлежат последнему оледенению. Бийский или Телецкий ледник он считал самым крупным ледником последнего оледенения в Русском Алтае. Этот ледник заполнял ванну Телецкого озера и продвигался по долине Бии на север, приблизительно до Кузенского порога, где оканчивался на уровне 375 м. В верховьях Чулышмана мощность ледника, по данным Г. И. Гране, достигала 1 км.

Примечательно, что Г. И. Гране, реконструируя масштабы оледенений, не приводит фактических данных по бассейну Чулышмана, которые подтвердили бы существование первого и второго оледенений. Все следы оледенения как в долинах, так и на водоразделах этой огромной территории он относил только к последнему оледенению. Это отражено и на приводимой им карте распространения льдов последнего оледенения.

Г. И. Гране придавал большое значение морфологическое действие ледников. В частности, он отрицал тектоническое происхождение Телецкого озера и считал, что ванна всего озера — бывшая речная долина, переуглубленная деятельностью огромного ледника, образовавшегося от слияния многочисленных ледников обширного бассейна Чулышмана.

Достаточно определенно высказался Г. И. Гране и в отношении эволюции рельефа. «Когда первый ледниковый период наступил, — писал он, — Русский Алтай, превратившись немного раньше в почти равнину, уже пережил один четвертичный цикл эрозии, следы которого я нашел

в периферии горной страны» (1915, стр. 34). К этому циклу он отнес выработку глубоких долин — притоков Бии (рек Пыжи, Лебеди и других), подпруженных ледниками Чулышмана и их флювиогляциальными отложениями. Допускал Г. И. Гране и то, что некоторое врезание гидросети происходило в межледниковое время (после первого оледенения).

В 1926 г. маршрутные исследования в Восточном Алтае проводил В. П. Нехорошев (1930, 1932₁, 1932₂), уделивший значительное внимание и вопросам оледенения. Он также отметил широкое развитие покровного типа оледенения. Однако, в отличие от Г. И. Гране, В. П. Нехорошев считал, что следы оледенения на междуречьях Чулышмана — Башкауса и Чулышмана — Кыги принадлежат не последнему оледенению, а более древнему — предпоследнему, которое, по новейшим его работам, имеет среднеплейстоценовый возраст (Нехорошев, 1958). Это оледенение, по его данным, было максимальным. В то время ледники «не только далеко опускались по долинам, но и покрывали ледяным покровом прилегающую к горам равнину на многие десятки километров (Нехорошев, 1932₂, стр. 89).

Последнее оледенение, отделенное от первого межледниковьем, по мнению В. П. Нехорошева, имело меньшие масштабы и носило главным образом долинный характер. Только в крайней, восточной части Горного Алтая, оно было в значительной степени покровным. По его мнению, ледники этого оледенения не всегда спускались в предгорья, а чаще оканчивались в горах.

Посказательно, что В. П. Нехорошев не привел доказательств большей древности следов оледенения водоразделов по сравнению со следами оледенения долин. Наоборот, он отметил очень большую свежесть следов оледенения междуречий. Так, например, разбирая ледниковые отложения междуречья Чулышмана — Кыги, В. П. Нехорошев отметил, что этот район носит ясные следы недавнего оледенения, свидетельством чего являются оглаженность водоразделов, обилие моренного материала и моренных озер.

Вся аргументация В. П. Нехорошева в пользу выделения двух оледенений сводится к тому, что ледниковые отложения междуречья Чулышмана — Башкауса, например, «на несколько сотен метров превышают ледниковые отложения позднейшего оледенения, имеющиеся на дне Чулышманского трога», якобы «ясно указывая на то, что эти водораздельные ледниковые отложения принадлежат более древнему оледенению» (Нехорошев, 1932₂, стр. 32).

Опираясь на это положение, В. П. Нехорошев считал, что оледенение началось до того, как речные долины были врезаны достаточно глубоко, в виду чего первое оледенение носило покровный характер. Для этого оледенения, по его мнению, еще трудно говорить об отдельных центрах оледенения.

Между первым и вторым оледенением в результате новых тектонических подвижек произошло резкое поднятие Алтая и его обособление от прилегающей на северо-западе равнины. В это время образовался грабен Телецкого озера (Нехорошев, 1932₁). С возникновением этого грабена было связано резкое изменение базиса эрозии в бассейне Чулышмана, вызвавшее интенсивное врезание гидросети, которое в свою очередь обусловило исключительно долинный характер последнего оледенения.

В своих новейших работах В. П. Нехорошев (1958, 1959) сохраняет схему двух оледенений и свои взгляды на особенности развития рельефа. Возраст первого оледенения определяется как среднечетвертичный, последнего — как верхнечетвертичный.

К. И. Постоев (1932), проводивший геологические работы в Западном Саяне, допускал существование в верховьях Абакана в прошлом двух оледенений. По его мнению первое оледенение еще не было связано

с современной гидрографической сетью. Дальнейшие события он реконструирует так же, как В. П. Нехорошев: межледниковое врезание гидро-сети, за которым следует последнее оледенение, носившее уже долинный характер и оставившее следы в виде прекрасно сохранившихся ледниковых образований.

Аналогичные выводы о возрастных соотношениях ледниковых явлений территории северо-западной части Тувы сделали П. М. Татаринов, В. А. Кузнецов, К. С. Филатов (1934). Они отметили широкое развитие эрратических валунов, покрывающих как водоразделы, так и склоны глубоких долин. Эти авторы, так же как и В. П. Нехорошев, принимают два оледенения. Первое, по их мнению, развивалось при слабо расчлененном рельефе, почему и имело покровный характер. «В последующий период,— пишут они,— в ледниковое плато врезалась сеть рек, образующих вершину и верхние притоки рек Хемчика, Алаша и других... Постепенно углубляясь, долины рек увлекали вниз и груды валунов, которые густо покрывают сейчас с самого верха до подошвы крутые склоны долин многих рек в высокогорной западной части района (разрядка наша.— Н. Е.). Второе по времени и гораздо меньшее по размерам оледенение имело уже не покровный, а долинный, альпийский характер» (1934, стр. 35). Следami этого оледенения являются ледниковые озера Кара-Холь и Ташты-Холь в верховьях Алаша, подпруженные моренами, а также конечные морены в долине Хемчика.

Л. И. Семихатова (1934) проводила в 1929 г. географические исследования на территории будущего Государственного Алтайского заповедника. Повторив в основном маршруты Г. И. Гране и В. П. Нехорошева, она также отметила огромные масштабы и хорошую сохранность следов оледенения, особенно на междуречьях в восточной части Горного Алтая. Здесь она описала озы — наиболее распространенные флювиогляциальные образования (в долинах Кумыя, Кара-Сулука, Арсоека, верхнего Чулышмана и других рек).

Л. И. Семихатова подтвердила наблюдения Г. И. Гране о ясных следах оледенения на берегах Телецкого озера и высказала мнение, что ванна Телецкого озера представляет собой типичный ледниковый трог. Однако Л. И. Семихатова не согласилась с положением о том, что Телецкое озеро имеет только ледниковое происхождение. Она считала, что в его образовании определенную роль играла и тектоника, а оледенение лишь придало окончательную моделировку берегам озера. Своего мнения о количестве оледенений Л. И. Семихатова не высказала.

З. А. Лебедева в монографии «Основные черты геологии Тувы» кратко коснулась четвертичной истории Тувы и, в частности, разобрала вопрос о количестве оледенений. Основываясь на материалах преимущественно по Западной Туве, З. А. Лебедева выделила три оледенения, в промежутках между которыми происходили поднятия территории: «1) оледенение, охватившее обширную площадь и оставившее валунный материал на всей поверхности плато; 2) оледенение, давшее ледники значительной величины, приуроченные к долинам, врезанным в поверхность этого плато; 3) оледенение, ограничивающееся областью верхних частей долин, врезанных в трог предыдущего оледенения» (Лебедева, 1938, стр. 259).

По поводу двух последних оледенений З. А. Лебедева высказала мнение, что они, вероятно, являются только фазами одного оледенения, отделенного от первого оледенения более длительным промежутком времени и колебаниями поверхности более значительных масштабов.

После первого оледенения, имевшего покровный характер, по мнению З. А. Лебедевой, произошли «крупные взбросовые поднятия», обусловившие врезание гидросети в поверхность плато на 1000—1200 м.

За доказательство второго оледенения З. А. Лебедева приняла присутствие гранитных валунов на поверхности террасы р. Алаш, высотой около 80 м. Эту террасу она рассматривала как остаток дна троговой долины, которая затем была прорезана Алашем. Алашский ледник, по ее мнению, почти доходил до края Хемчикской котловины, т. е. примерно до абсолютной высоты около 1000 м.

К последнему оледенению З. А. Лебедева отнесла хорошо выраженные конечные морены в верховьях рек Алаш и Хемчик, в частности, морену, подпруживающую озеро Кара-Холь.

В 1936—1938 гг. геоморфологические исследования в северо-восточном Алтае проводила М. С. Калецкая (1940, 1942, 1948). Она пришла к выводу, что указанная территория пережила два оледенения. Чулышманский ледник первого оледенения заполнял ванну Телецкого озера и оставил конечную морену у его северной оконечности, ледник же второго оледенения не спускался ниже устья р. Чульчи, как предполагал еще С. А. Яковлев (1909). За конечную морену ледника второго оледенения М. С. Калецкая (1940) приняла незначительные останцы основной морены в районе устья Чульчи.

М. С. Калецкая (1940, 1948) высказалась против распространенной точки зрения о том, что первое оледенение было покровным, а второе долинным, и что в межледниковье образовались все глубокие долины. Она считала, что до возникновения четвертичного оледенения на Алтае проявилась энергичная эрозионная деятельность и основные черты рельефа сформировались к началу оледенения. Однако водоразделы в это время, по мнению М. С. Калецкой, имели очертания, еще существенно отличавшиеся от современных.

Последняя оговорка объясняется тем, что М. С. Калецкая, ошибочно посчитав, что озеро Джулу-Куль подпружено конечной мореной с юга, нарисовала картину очень молодой перестройки рельефа в бассейне Чулышмана.

Почти одновременно с М. С. Калецкой в северо-восточном Алтае проводил исследования А. Ю. Живаго, опубликовавший работу позднее, в 1948 году. Он изучал четвертичные отложения долины р. Бии, применяя шлиховой метод, что имеет очень важное значение для реконструкции оледенений, поскольку огромные ледники всего обширнейшего бассейна Чулышмана оканчивались одним языком в верхнем участке долины Бии.

А. В. Живаго пришел к выводу, что на Бие присутствуют следы лишь одного оледенения. Чулышманский ледник, заполнявший ванну Телецкого озера, оканчивался, по его мнению, у Кузенского порога на абсолютной высоте около 375 м. А. В. Живаго опроверг мнение Г. И. Гране (1915) и В. П. Нехорошева (1930) о том, что во время первого оледенения ледники продвигались до г. Бийска. Здесь материал боровой террасы свидетельствует о его водном происхождении.

Обилие принесенного ледником материала указывает, по мнению А. В. Живаго, на большие масштабы оледенения. «Ледниковые отложения в виде чрезвычайно мощной толщи (более 100 м), — отмечал он, — заполнили хорошо разработанную долину Бии, совершенно скрыв в верхней половине течения доледниковые формы рельефа» (Живаго, 1948, стр. 87).

В послевоенный период на территории Тувы и Алтая широко развернулись комплексные геологические исследования, в которых значительное внимание было уделено вопросам геоморфологии и четвертичной геологии. Геоморфологические исследования производили: в западной части Тувы — И. Г. Нордега, в восточной — И. С. Гудилин (Гудилин, Додин, Нордега, 1952). Эти исследователи выделили на территории Тувы одно оледенение. На основании находок в синхронных отложениях остатков

фауны, определенной В. И. Громовым как *Mammuthus primigenius* (Blum), *Coelodonta antiquitatis* (Blum) и другие, установлен среднечетвертичный возраст этого оледенения (по схеме В. И. Громова, 1948).

И. Г. Нордега указал на преимущественное развитие в Западной Туве долинного типа оледенения, объяснив это особенностями климатических условий. Наибольших размеров (50—60 км) достигали, по его мнению, Алашский и Хемчикский ледники. Говоря об одновозрастных с оледенением террасах Хемчика у выхода в котловину, сложенных, по его мнению, песчано-гравийным материалом и хорошо окатанным крупным валунником, И. Г. Нордега считал, что образование этих отложений надо связывать с эпохой «последнего» оледенения Восточного Алтая и Западных Саян.

По данным И. С. Гудилина, в это время в Восточной Туве были широко развиты ледниковые покровы, особенно в пределах Тоджинской котловины. Один из крупных покровов образовывался, например, сливавшимися ледниками долин рек Хамсары и Азаса. Под этим покровом целиком был скрыт водораздел между указанными реками. Длина ледников достигала 200 км, а мощность 500 м.

Большое внимание вопросам оледенения Горного Алтая уделила Е. Н. Шукина (1953, 1960), предложившая схему четырехкратного оледенения этой горной области. Основой для построения схемы оледенений Алтая (табл. 1) послужил разрез в долине реки Кубадру (бассейн Башкауса), в котором, по мнению Е. Н. Шукиной, имеются три разновозрастных морены. Самая древняя морена (башкаусского оледенения), относящаяся к эоплейстоцену, представлена, по данным Е. Н. Шукиной (1960), бурыми валунно-галечными (внизу с примесью щебня) суглинками и супесями с разнообразными по составу гальками и валунами до 0,5—0,8 м в диаметре. Для этой морены характерно присутствие выветрелых каолинизированных валунов, рассыпающихся при ударе. В долине р. Чаган к флювиогляциальным отложениям этого оледенения Е. Н. Шукина относит галечники аналогичного облика, с единичными валунами до 0,5 м диаметром.

Е. Н. Шукина отмечает, что в настоящее время нет достаточного фактического материала для суждения о масштабах этого оледенения, хотя предполагает, что в эту эпоху льды распространялись из различных центров оледенений по глубоко врезанным долинам рек, так как древние ледниковые отложения залегают в эрозионных долинах. Ледники, по ее мнению, достигали по главным долинам рек предгорий Алтая. Она выделяет два горизонта нижнеплейстоценовых (по схеме В. И. Громова, 1957₂) морен пепельно-серого цвета, разделенных мощной толщей флювиогляциальных галечников (до 80 м) и озерных горизонтальнослоистых супесей мощностью до 40 м, залегающих линзами среди галечников. «Оба горизонта нижнеплейстоценовых (среднеплейстоценовых) морен,— пишет она,— видны во многих разрезах, вскрывающих строение одного и того же морфологического элемента рельефа, чаще всего в обрывах высоких террас» (разрядка наша.—Н. Е.) (Шукина, 1960, стр. 154).

О литологии этих морен Е. Н. Шукина пишет, что катунская морена представлена крупнослоистыми суглинками с неравномерным послойным размещением округлых валунов, а майминская морена чаще всего сложена пепельно-серыми супесями, неравномерно насыщенными валунами. В центральных, восточных, южных и юго-восточных районах Горного Алтая эти морены сливаются на междуречьях в одну. Майминская морена, по мнению Е. Н. Шукиной, прослеживается в бассейне Бии — Чулышмана до истоков Бии, заканчиваясь мощными накоплениями моренных отложений.

Е. Н. Шукина утверждает, что «по резко отличным контурам площадного распространения можно уверенно говорить о самостоятельности этих двух горизонтов плейстоценовых морен, хотя в участках, близких к центрам оледенения, они сливаются в один горизонт, перекрывающий не только долины, но все междуречья» (1960, стр. 154).

Самостоятельность катунского и майминского горизонтов морен подтверждается присутствием пыльцы и спор в отложениях озерных и пролювиальных межледниковых пород (Матвеева, 1960). Несмотря на это, время, разделяющее катунское и майминское оледенения, Е. Н. Шукина в последней работе не называет определенно межледниковьем, как это было в схеме 1957 г.

Резюмируя разбор катунского и майминского горизонтов морен, Е. Н. Шукина подчеркивает, что приведенные ею данные позволяют говорить о самостоятельности этих горизонтов, характеризующих крупные стадии в развитии древнего нижнеплейстоценового (среднеплейстоценового) оледенения Горного Алтая. Максимальным оледенением было катунское. Ледники этого оледенения в бассейне Бии — Чулышмана достигали, по представлениям Е. Н. Шукиной (1953), устья р. Лебеди. До 1960 г. Е. Н. Шукина относила майминское оледенение к верхнему плейстоцену. Однако в статье 1960 г. (Шукина, 1960) она, не приводя причин, снизила возраст этого оледенения.

К верхнему плейстоцену Е. Н. Шукина в схеме 1960 г. (см. табл. 1) относит чибитское оледенение и мёнскую стадию. Морены чибитского оледенения располагаются в глубоких трогах, врезанных в морены и другие ледниковые отложения нижнего (среднего) плейстоцена.

В схеме 1957 г. это последнее оледенение, называвшееся ранее Е. Н. Шукиной аккемским, отсутствует.

Л. Д. Шорыгина (1957, 1960) выделяет на территории Западной Тувы, также как и З. А. Лебедева (1938), три оледенения (см. табл. 1). Самое древнее из них — эоплейстоценовое — восстанавливается главным образом по материалам с хребта Западного Танну-Ола. Древние моренные отложения долины р. Шалаш заполняют широкую реликтовую ложбину. Здесь, в верховьях Шалаша, по данным Л. Д. Шорыгиной, морена этого возраста представлена несортированным валунником и гравийно-галечным материалом. Валуны сложены палеозойскими породами центральных частей Западного Танну-Ола и несут следы ледниковой обработки в виде сглаживания поверхности граней валунов и ледниковых шрамов. Следы выветривания сказываются в общем побурении морены. Признаками эоплейстоценового оледенения в Западной Туве Л. Д. Шорыгина считает присутствие валунного материала на участках высокогорий в верховьях рек Алды-Ишкин (Саянский хребет) и Хемчик.

По мнению Л. Д. Шорыгиной, древняя морена располагается на склонах высоко приподнятых участков хребтов и по характеру напоминает морену полупокровного оледенения.

Возрастное положение этой древней морены Л. Д. Шорыгина определяет на основе сопоставления ее с башкаусской мореной Алтая, характеризующейся той же степенью разрушенности и побурения, что и древняя морена Западной Тувы.

Разбирая доказательства в пользу второго оледенения, Л. Д. Шорыгина признает, что «хорошо выраженные конечные морены для среднего горизонта морены в Западной Туве неизвестны, и только в долине Хемчика, на участке выхода его из гор в пределы Хемчикской впадины, имеются поля валунного материала, расположенного в виде многочисленных невысоких грядок, в общем вытянутых параллельно долине Хемчика. Этот валунный материал, видимо, фиксирует окончание ледника, представляя собой горные зандры» (Шорыгина, 1957, стр. 558). В своей

Стратиграфическая схема четвертичных отложений Западной Тувы и восточной части Горного Алтая и ее сопоставление со схемами соседних районов

Система	Отдел	Ярус	Западная Тува и восточная часть Горного Алтая (по Н. А. Ефимцеву, 1958)	Отдел	Ярус	Отложения	Отдел	Ярус	Местные названия ярусов, свит, гори- зонтов отложений и их индексы	Отложения	Горный Алтай (по Е. Н. Шукиной, 1960)
			Отложения						Отложения		
Четвертичная (антропоген)	Голоцен		Аллювий низкой и высокой поймы (серые валунники и галечники с валунами); пролювий конусов выноса, сопряженных с поймами (серые супеси и суглинки со щебнем); конечные морены современных ледников.	Голоцен		Песчано-галечниковый аллювий заливаемых и незаливаемых пойм и I надпойменной террасы р. Торгалык, содержащий в основании разреза торф с пыльной голоценового возраста. Открытые торфяники водоразделов (у оз. Скот-Холь)	Голоцен	Верхний	Q_{II}^2	Конечные и боковые морены исторического времени. Аккемская, кочурлинская, мультинская стадийные гряды конечных морен в трогах альпийских хребтов.	
						Нижний		Q_{II}^1	Аллювиальные и озерно-аллювиальные пески, супеси, галечники пойм в долинах и впадинах.		
	Плейстоцен	Верхний	Аллювий I надпойменной террасы (серые валунники и галечники с валунами); пролювий конусов выноса, сопряженных с I надпойменной террасой (серые супеси и суглинки со щебнем); морены второго оледенения: конечные, стадийные, береговые, основные; флювиогляциальные отложения второго оледенения — внутриледниковые (пески, валунные супеси озов, камов, камовых террас) и внеледниковые (валунники, галечники с валунами флювиогляциальной террасы); озерно-ледниковые отложения второго оледенения (горизонтально-слоистые глины, алевроиты, пески).	Плейстоцен	Верхний	Песчано-галечниковый аллювий нижнего комплекса террас р. Торгалык высотой 3—15 м, содержащий торфянистые глины с комплексом пыльной верхнеплейстоценового возраста.	Плейстоцен	Верхний	Менский Q_{II}^{2Men} (позднеледниковый стадиял)	Валунные супеси и суглинки вторых гряд конечных морен в долинах Мены и других рек.	
		Ишинский Q_{II}^{2I} (межстадиял)	Врезание гидросети. Аллювий низкой террасы с прослоем торфянистых глин.								
		Чибитский Q_{II}^{24} (ледниковый)	Валунные суглинки и супеси конечных морен в долинах Чуи, Чибита, Чагана, Кызыл-Маны, Аккема, Кокузека и других рек.								
		Енисейский Q_{II}^{2E} (межледниковый)	Озерные пески, мергелистые илы и галечники впадин (Чуйской и др.) Поднятия, глубокий размыв и формирование уступов высоких террас.								
	Плейстоцен	Средний	Аллювий II надпойменной террасы с <i>Mammoth primigenius</i> раннего типа (серые галечники с валунами); пролювий конусов выноса, сопряженных со II надпойменной террасой (серые супеси, суглинки со щебнем); конечные морены первого оледенения.	Плейстоцен	Нижний	Частичное переформирование гидросети, связанное с тектоническими подвижками. Песчано-галечниковый аллювий нижнего комплекса террас высотой 50—25 м. Верхняя морена, представленная серыми пылеватыми супесями с валунами и синхронные им конечные морены. Чингекатские солифлюкционно-пролювиальные и озерно-болотные осадки, содержащие пыльную среднеплейстоценового возраста. Средняя морена, сохранившаяся в пределах низких террас и русел рек в виде валунного материала, лежащего в основании междуморенных отложений.	Плейстоцен	Нижний	Майминский Q_{II}^{1M} (ледниковый)	Моренные суглинки и супеси.	
		Ненинский Q_{II}^{1H} (межстадиял или межледниковый)	Флювиогляциальные галечники, озерно-ледниковые супеси с конкрециями.								
		Катунский Q_{II}^{1K} (ледниковый)	Пролувиальные щебенчатые суглинки, моренные суглинки и валунники.								
		Соусканихинский Q_{II}^{1C} (межледниковый)	Озерные галечники впадин (Чуйской и др.) Размыв с резким углублением долин. Тектонические движения с нарушением залегания слоев.								
	Эоплейстоцен (верхний плейстоцен)		Аллювий (выветрелые желтовато-бурые галечники с валунами); пролювий (желтовато-бурые супеси и суглинки со щебнем, красно-бурые глины с дресвой и щебнем).	Эоплейстоцен		Размыв, местное переформирование гидросети в связи с тектоническими подвижками. Древняя морена, представленная бурими суглинками и гравием с крупными валунами, лежащая на высокогорных плато и высокогорных увалах, иногда отрезанная от центров оледенения последующей эрозией. Конечные морены отсутствуют. Бурые галечники приводораздельных понижений Западного Танну-Ола, слагающие поверхность верхнего комплекса террас (80—120 м высоты) в пределах склонов хребта или погребенные под отложениями среднечетвертичного аллювия в областях, прилегающих к впадинам.	Эоплейстоцен	Верхний	Башкаусский Q_{I}^{2B} (ледниковый)	Бурые моренные суглинки, супеси и флювиогляциальные галечники с выветрелыми валунами и гальками. Тектонические движения: надвиги, смятия слоев с падением под углом до 60°	
										Нерасчлененный нижний и средний	Доледниковый Q_1^1 (семиаридный)
Неоген			Аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения реликтовой гидросети (серые, сизовато-серые песчано-глинистые угленосные отложения и суглинки с большим количеством древесных остатков в Джулу-Кульской котловине); в пылевом спектре преобладают <i>Tsuga</i> , <i>Pinus</i> , <i>Picea</i> , <i>Betula</i> .	Неоген	Мноцкий — нижний плейстоцен	Общие поднятия хребтов. Размыв. Переформирование гидросети. Угловое несогласие с нижележащими осадками. Пролувиальные и озерно-болотные осадки внутригорной впадины верховьев р. Каргы, представленные гравелистыми песками и супесями с прослоями угля.	Неоген		Кошагачская (угленосная), туерыкская свиты озерных, озерно-болотных и озерно-аллювиальных пород (гумидный $N_1 - N_2^1$)	Песчанники, конгломераты, мергели, глинистые сланцы, аргиллиты, углистые глины, бурые угли, ракушечники, сидериты угленосной мергельной свиты. Фауна остракод, моллюсков: <i>Unio</i> sp, <i>Viviparus casaretto</i> Rous и др. Отпечатки листьев, семена, пыльца и споры.	

последней работе Л. Д. Шорыгина предполагает, что этот валунный материал перемыт и переотложен из горизонта морены погребенного на дне долины Хемчика. Она считает также, что в нижнем течении р. Улуг-Оруг, ниже конечной морены последнего оледенения, в покое низкой надпойменной террасы имеются выходы серой суглинистой морены, содержащей значительное количество разнообразных, хорошо обработанных валунов (Шорыгина, 1960).

Последнему оледенению, по данным Л. Д. Шорыгиной, принадлежат хорошо сохранившиеся конечные морены, приуроченные к троговым долинам, имеющим в верховьях различные формы ледниковой экзарации. В северной части Шапшальского хребта морены располагаются в молодых троговых долинах и в широких древних долинах в пределах высокогорья, где оледенение имело полупокровный характер.

Последнее и предпоследнее оледенения разделялись, по мнению Л. Д. Шорыгиной (1957, 1959) межледниковьем. К образованиям межледникового времени ею относятся горизонтально-слоистые с карбонатными конкрециями суглинки и глины, а также озерно-солифлюкционные отложения из долины р. Чингекат. О последних Л. Д. Шорыгина пишет: «Под мореной искусственная выработка вскрывает толщу осадков мощностью около 20 м, которые состоят из чередования довольно выдержанных щебенчатых и глинистых прослоев, представляющих собой, видимо, солифлюкционные и озерно-солифлюкционные осадки перегляциальной зоны» (Шорыгина, 1960, стр. 189). Из линзы песчано-глинистых отложений в нижней части указанной толщи была получена пыльца.

На основании спорово-пыльцевого спектра (определения О. В. Матвеевой) и известных находок остатков мамонта раннего типа, Л. Д. Шорыгина относит указанные осадки к верхней половине нижнего (среднего) плейстоцена (см. табл. 1).

Последнее оледенение Л. Д. Шорыгина в 1957 г. относила к верхнему плейстоцену. В схеме же 1960 г. она отнесла его уже к среднему плейстоцену (или нижнему плейстоцену схемы В. И. Громова). Л. Д. Шорыгина дает точно такую же, как и З. А. Лебедева (1938), реконструкцию рельефа в связи с оледенениями. Так как рельеф в пределах хребтов, по ее мнению, во время самого древнего оледенения все еще был слабо расчлененным, то оледенение носило полупокровный характер.

Тектонические движения после первого оледенения (на границе эоплейстоцена и плейстоцена, табл. 1), по мнению Л. Д. Шорыгиной, вызвали значительное переформирование рельефа Западной Тувы. Только после этих тектонических движений речные долины, пересекавшие ранее хребет Танну-Ола, распадаются на изолированные участки, одни из которых получают сток на север, а другие на юг. После сильного врезания гидросети развивается второе оледенение, носившее уже долинный характер. Значительного врезания гидросети во время последнего межледниковья Л. Д. Шорыгина не отмечает.

Широко развернувшиеся на Алтае геологосъемочные работы Всесоюзного аэрогеологического треста в последние годы распространились и на территорию восточной части Горного Алтая и, частично, Западной Тувы. Вопросам четвертичного оледенения и геоморфологии много внимания уделяют геологи треста О. А. Раковец, Г. Ф. Лунгерсгаузен, Е. В. Девяткин, Г. А. Шмидт, И. И. Белостоцкий, В. Е. Гендлер, И. Ф. Пожарисский, С. Р. Майзейлис, Т. С. Беляева, А. И. Музис и другие. Однако результаты этих работ, к сожалению, не нашли еще должного отражения в литературе.

В двух опубликованных работах Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец (1957, 1958) рассматриваются преимущественно третичные отложения Чуйской котловины и лишь кратко затронуты вопросы четвертичной исто-

рии этого района. Из приведенной авторами стратиграфической схемы (см. главу IV) и краткого разбора этапов развития рельефа вполне отчетливо вырисовываются их взгляды на вопросы оледенения и историю формирования рельефа юго-восточной части Горного Алтая.

Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958) выделяют на этой территории два оледенения: максимальное — среднеплейстоценовое и пост-максимальное — верхнеплейстоценовое. Судя по тому, что максимальное оледенение, по мнению этих авторов, оставило хорошо сохранившиеся конечные морены (устное сообщение О. А. Раковец), можно заключить, что они называют максимальным последнее оледенение большинства других авторов, а стадию этого оледенения считают самостоятельным пост-максимальным оледенением.

Между первым и вторым оледенениями, согласно Г. Ф. Лунгерсгаузену и О. А. Раковец, произошло резкое поднятие территории. «Возможными свидетелями достаточно интенсивных тектонических подвижек конца среднечетвертичного времени, — пишут эти авторы, — являются тектонические уступы северного бора Курайской степи с разорванными отложениями морены максимального оледенения, провал Телецкого озера с сопряженным с ним глубоким врезом Чулышмана и т. д.». По их мнению, «основные фазы тектонических движений имели, видимо, региональное распространение, не ограничиваясь пределами Алтая, и тяготели к строго определенным стратиграфическим рубежам. Важнейшие из этих рубежей, граница плиоцена и плейстоцена нижнего и среднего, среднего и верхнего отделов четвертичной системы» (Лунгерсгаузен, Раковец, 1957, стр. 33).

В этой главе мы кратко разобрали взгляды исследователей Западной Тувы и восточной части Горного Алтая на вопросы оледенения и историю развития рельефа этого района. Естественно, что реконструкции оледенения, проведенные на материале соседних районов, но в пределах единой Алтае-Саянской горной области, также представляют значительный интерес, поскольку в них отражаются по существу одни и те же закономерности развития горного оледенения. Большинство исследователей Алтае-Саянской горной области выделяют два оледенения. Это А. В. Аксарин (1937), И. И. Белостоцкий (1958), Н. Л. Бубличенко (1937), Г. Ф. Мирчинк (1940), В. А. Обручев (1914), С. В. Обручев (1953), В. В. Резниченко (1912), И. С. Чумаков (1958). Три оледенения выделяют Е. М. Великовская (1954), А. Х. Иванов (1949), И. А. Молчанов (1932), А. И. Москвитин (1946), К. В. Радугин (1941), Ю. П. Селиверстов (1959). За четырехкратное оледенение высказывались А. М. Кузьмин (1929), Л. А. Рагозин (1945), Б. Ф. Сперанский (1937), К. Г. Тюменцев (1936). Лишь В. Б. Сочава (1947) выделяет одно оледенение.

Краткий обзор истории исследования четвертичного оледенения Западной Тувы и восточной части Горного Алтая показывает, что, несмотря на длительный срок изучения, основные вопросы оледенения остаются до сих пор по существу не решенными. Важнейший вопрос четвертичной истории крупной горной области — установление количества оледенений — решается исследователями далеко неоднозначно — выделяется от одного до четырех оледенений. В соответствии с этим и начало ледниковых явлений устанавливается различное. Наряду с господствующим представлением о двукратном оледенении Алтая и Саян во второй половине плейстоцена ряд авторов и до настоящего времени продолжает выделять нижнечетвертичное оледенение.

Не лучше обстоит дело и с выяснением характера оледенений.

Такое состояние изученности основных вопросов четвертичного оледенения Алтая и Саян обязывало автора собрать фактический материал по каждому из них. Этот материал и послужил основой для настоящей работы.

Глава II

ТИПЫ РЕЛЬЕФА

Западная Тува и восточная часть Горного Алтая представляют собой горный район с хребтами и массивами, разделенными внутригорными котловинами разных размеров. Абсолютные высоты в изученном районе колеблются в пределах от 670 (в долине Хемчика) до 3976 м (массив Монгун-Тайга). Наиболее крупные орографические единицы здесь — хребты Шапшальский, Саянский, Сальджур, Абаканский, Чихачева, массивы — Куркуре, Эри-Тайга, Кийты, Монгун-Тайга, Бай-Тайга и другие. Самыми обширными из котловин являются Хемчикская и Джулу-Кульская, тогда как Кара-Хольская, Сайгонышская имеют весьма небольшие размеры.

Примечательная особенность описываемого горного района заключается в большом разнообразии интенсивности и характера расчленения рельефа. Наряду с глубоко и густо расчлененными хребтами и массивами здесь сохранились обширные площади типа плато и нагорий со слабо расчлененным древним рельефом.

Такое разнообразие рельефа — результат сложного взаимодействия рельефообразующих процессов в период длительного развития рельефа. К концу третичного времени на территории Алтае-Саянской горной области сформировался более или менее однородный мягких очертаний низко- и среднегорный денудационный рельеф, с амплитудой до 1,5 км.

Новейшие тектонические движения привели к значительной высотной дифференциации этого рельефа и совместно с климатическими факторами обусловили многообразие проявления экзогенных процессов. В результате к настоящему времени сформировалось значительное количество морфогенетических типов рельефа, которые А. И. Спиридонов (1952) определяет как комплексы «определенным образом построенных объемных тел той или иной формы, размера и происхождения». Именно реально существующие объемные тела, как составные элементы рельефа, должны в первую очередь рассматриваться и классифицироваться. Всякий другой принцип классификации рельефа не может дать полного представления о том, что заключено в самом понятии «рельеф».

За основу выделения морфогенетических типов рельефа нами приняты классификационные признаки, предложенные А. И. Спиридоновым (1952). Как известно, полную геоморфологическую характеристику рельефа с разбором его происхождения можно дать лишь основываясь на изучении стратиграфии кайнозойских отложений. В связи с этим в этой главе, носящей вводный характер, мы ограничимся краткой характеристикой выделенных типов рельефа преимущественно со стороны мор-

фотографической и морфометрической. История развития рельефа будет разобрана ниже после рассмотрения стратиграфии третичных и четвертичных отложений.

На территории Западной Тувы и восточной части Горного Алтая, в пределах двух комплексов — горного и равнинного, нами выделено девять морфогенетических типов рельефа. Восемь типов горного рельефа объединяются в три группы: высокогорного, среднегорного и низкогорного. Равнинный рельеф развит в пределах внутригорных котловин — Хемчикской, Кара-Хольской, части Джулу-Кульской (в расширении долины р. Могун-Бурени). Здесь выделяется один морфогенетический тип рельефа — аккумулятивные аллювиальные и флювиогляциальные равнины. Во всех других случаях, когда аллювиальные и флювиогляциальные террасы располагаются в линейно вытянутых узких речных долинах, из-за небольшой площади они в тип рельефа не выделяются.

Геоморфологическое картографирование Западной Тувы производил И. Г. Нордега (Гудилин, Додин, Нордега, 1952). На всей территории Тувы И. Г. Нордега и И. С. Гудилин выделили три морфогенетических типа рельефа: тектонико-скульптурный, тектонико-аккумулятивный и вулканогенный.

Выделяемые нами морфогенетические типы рельефа в значительной мере совпадают с подтипами тектонико-скульптурного и тектонико-аккумулятивного типов рельефа указанных исследователей.

Рассмотрение морфогенетических типов рельефа начнем с горного рельефа.

ГОРНЫЙ РЕЛЬЕФ

ВЫСОКОГОРНЫЙ РЕЛЬЕФ

В эту группу рельефа с абсолютными высотами водоразделов от 2100 до 4000 м. наряду с типами сильно расчлененного эрозионного и эрозионно-ледникового рельефа, входит также и тип слабо расчлененного, денудационного, в основе реликтового (дочетвертичного) рельефа.

За нижнюю границу высокогорного рельефа принята абсолютная высота водоразделов в 2100 м. Этот уровень отвечает нижней границе более или менее интенсивного проявления рельефообразующей деятельности ледников четвертичного оледенения в северной части изученного района. Вместе с тем он является в какой-то мере и рубежом в проявлении нивальных процессов в настоящее время. На это указывает, в частности, тот факт, что верхняя граница лесной растительности располагается сейчас на высоте близкой к 2100 м.

Высокогорный сильно расчлененный альпийский рельеф с преобладанием узких, в виде гребней, водоразделов занимает значительную площадь. Он особенно развит в Шапшальском хребте, главным образом в средней и южной частях, и его отроге — Скалистом хребте. Характерен этот рельеф и для наиболее высоких частей хребтов Саянского, Сальджур, Чихачева и крупных массивов, таких как Эри-Тайга, Куркуре, Кийты, Верхне-Чулышманский, Монгун-Тайга.

Резкое преобладание форм ледниковой деятельности — каров и трогов — наиболее отличительная черта этого типа рельефа. Большая часть водоразделов на участках сближения нескольких каров (фиг. 2) интенсивным их развитием превращена в узкие гребни с многочисленными пиками. Кары во многих случаях достигают огромных размеров — 3—4 км ширины и 800—1000 м глубины. Большой крутизной склонов обычно отличаются кары, развитые в гранитах и кристаллических сланцах. У подножий склонов в таких случаях образуются мощные осыпи, нередко и обвальные образования.



Фиг. 2. Сильно расчлененный альпийский рельеф в верховьях р. Чоон-Хем (Шапшальский хребет)

Долины в районах развития этого типа рельефа имеют исключительно троговый облик, в большинстве случаев классически выраженный. В таких долинах имеется лишь слабо развитая пойма, но часто и она по существу отсутствует. Ледниковые аккумулятивные образования, за исключением основной морены, как правило, отсутствуют; они обычно располагаются за пределами распространения этого типа рельефа.

Во многих карах Шапшальского хребта сохраняются небольшие ледники, а массив Монгун-Тайга высотой в 3976 м имеет на своей выположенной вершине крупный овально-вытянутый ледник длиной около 10 км и площадью около 18 км².

Высокогорный сильно расчлененный эрозионный рельеф имеет ограниченное распространение. Он развит в хребте Цаган-Шибэту, от верховья р. Талайлык до р. Барлык и по левобережью Талайлыка, а также на междуречье рек Чоон-Хем и Чинге-Хем и по правобережью последнего, в бассейне Хемчика. В пределах развития этого типа рельефа формы ледниковой скульптуры или отсутствуют полностью или очень слабо развиты. Это — преимущественно рудиментарные, одиночные кары.

Для разбираемого типа рельефа характерны глубокие, по преимуществу V-образные, нередко ущельеобразные долины (фиг. 3). Вместе с тем в пределы распространения этого рельефа выходят нижние участки троговых долин с конечными моренами (долины Талайлыка и его притоков, долина Чинге-Хема). Долина Талайлыка в нижнем течении и долина Барлыка на отдельных участках имеют ящикообразную форму с системой эрозионно-аккумулятивных и эрозионных террас высотой до 80 м.

Водоразделы этого типа рельефа большей частью узкие, однако в отдельных частях сохранились и более или менее широкие участки водоразделов с относительно плоской поверхностью (на юго-востоке междуречья Каргы — Талайлыка). Максимальная высота водоразделов достигает 3400 м.



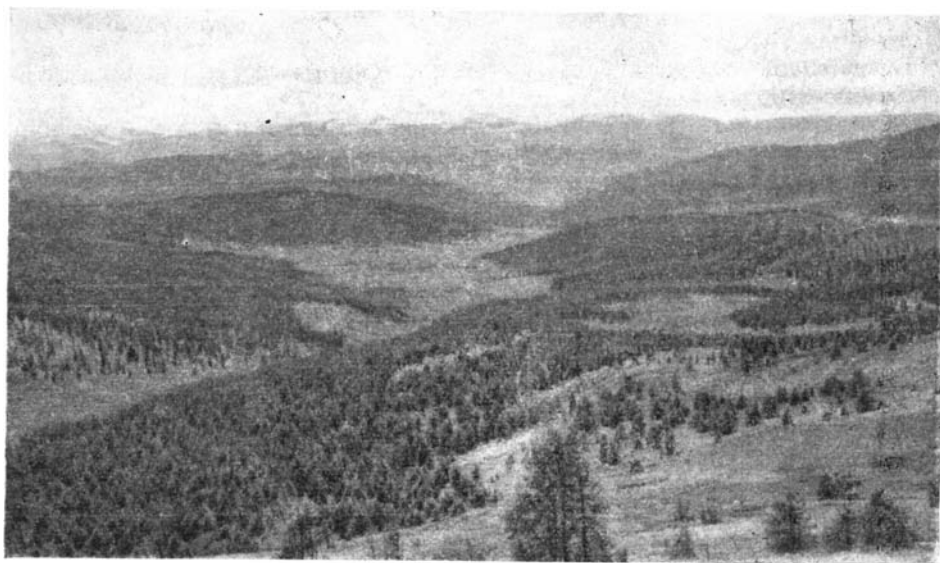
Фиг. 3. Эрозионная долина р. Тумзе (хребет Цаган-Шибэту)

На больших площадях рассматриваемого района развит высокогорный слабо расчлененный (реликтовый) рельеф — последний тип из группы высокогорного рельефа. На его долю приходится около 30% всей территории. Этот тип рельефа представлен двумя подтипами: 1) с формами ледниковой аккумуляции и экзарации и 2) без ледниковых форм, но с большим или меньшим развитием ложбин с делювиально-пролювиальным или делювиально-солифлюкционным покровом.

Наибольшим распространением пользуется первый подтип рельефа. Он характерен для значительной части Саянского хребта, крупного участка междуречья Ак-Суга и Алаша, южной части хребта Позарым-Тайга, северной части Шапшальского хребта, южной — Абаканского, хребта Эльбек-Туларкыр, массива Бай-Тайга, юго-восточного отрога Шапшальского хребта. Он развит также на обширной площади к югу и юго-западу от Шапшальского хребта и верховий Шавлы, включающей Джулу-Кульскую котловину, междуречье Чулышмана — Башкауса, северную часть хребта Чихачева и другие орографические элементы.

Этот подтип высокогорного слабо расчлененного рельефа характеризуется незначительным эрозионным и ледниковым расчленением в четвертичное время. Обширные участки рельефа, особенно в Джулу-Кульской котловине, а также в северной части Шапшальского хребта совершенно не затронуты молодым эрозионным расчленением и по существу очень мало изменились с третичного времени. Небольшие изменения этого рельефа произошли в четвертичное время, главным образом в результате врезания отдельных долин и под влиянием ледниковых процессов.

Этот рельеф, часто именуемый некоторыми исследователями пенепленом, поверхностями выравнивания или денудационными поверхностями, имеет значительную амплитуду на участках, не затронутых четвертичным врезанием. Широкие долины имеют глубину в среднем 400—600 м (фиг. 4). Водоразделы с мягкими очертаниями, широкие долины с пологими склонами, останцовые массивы диаметром до 10—20 км и короткие хребты



Фиг. 4. Древний рельеф в бассейне р. Башкаус. Вид на долину р. Кара-Тош.
Вдали — Курайский хребет

мягких очертаний, возвышающиеся над общей поверхностью реликтового рельефа на высоту до 1000 м и более, — наиболее характерные черты первого подтипа слабо расчлененного реликтового рельефа. Эти общие черты моделированы отчасти бывшим оледенением, следы которого представлены экзарационными и аккумулятивными формами. Мягкие вершины массивов и хребтов, не покрывавшиеся ледниками, несут на себе слабо развитые кары, приуроченные обычно к склонам восточной и северной экспозиции. Они имеются, например, в массиве Бай-Тайга, в северных частях хребтов Шапшальского и Чихачева, в хр. Ельбек-Туларкыр и других. Обширные участки развития этого рельефа были заняты ледниковыми покровами, оставившими многочисленные, преимущественно аккумулятивные образования ледникового и флювиогляциального происхождения. Наиболее показательны в этом отношении Джулу-Кульская котловина, крайний северо-запад Тувы, древняя долина в верховьях р. Яхан-Сору между хребтами Шапшальским и Ельбек-Туларкыр и другие районы.

Второй подтип высокогорного слабо расчлененного рельефа развит только на территории бассейна р. Каргы и примыкающего к нему междуречья Каргы и Хара-Харагая. Соседство с Урюкнурской котловиной Монголии, имеющей очень сухой климат и испытывавшей в неоген-четвертичное время относительное опускание, сказалось здесь в развитии ложбин, пониженные части которых выполнены делювиально-пролювиальным, а повышенные — делювиально-солифлюкционным материалом. Ложбины с делювиально-пролювиальным выполнением здесь преобладают, поскольку большая часть территории с этим подтипом рельефа имеет сравнительно небольшую высоту (высота водоразделов колеблется от 2200 до 2500 м, а в непосредственном соседстве с долиной р. Каргы еще меньше). Здесь узкая полоса этого рельефа по существу имеет уже среднегорный облик. В пределах этих высот в условиях очень сухого климата этой пограничной с Монголией территории солифлюкционные процессы развиты слабо.

В эту группу выделен рельеф с абсолютными высотами водоразделов от 1500 до 2100 м.

Абсолютная высота около 2100 м в северной части изучавшегося района фиксирует, как отмечалось выше, нижнюю границу интенсивного проявления рельефообразующей деятельности четвертичного оледенения. Уровень в 1500 м отвечает в известной мере верхнему пределу распространения рельефа типа мелкосопочника. В указанных высотных пределах в большинстве случаев развит рельеф с преобладанием относительно мягких очертаний водоразделов. Тип рельефа, с которого начинается описание этой группы, несколько отклоняется от общей особенности всей группы среднегорного рельефа. Он имеет небольшое распространение и является по существу модификацией преобладающих типов среднегорного рельефа. Группа типов среднегорного рельефа включает три типа, два из которых по морфграфическим признакам близки соответствующим типам группы высокогорного рельефа.

Среднегорный сильно расчлененный эрозионный рельеф характерен для узких междуречий прибортовой части Хемчикской котловины, особенно для междуречий Устю-Ишкина и Алды-Ишкина, а также Алаша и Ак-Суга. Этот рельеф развит также по левобережью Алды-Ишкина, Ак-Суга и правобережью Устю-Ишкина и Алаша.

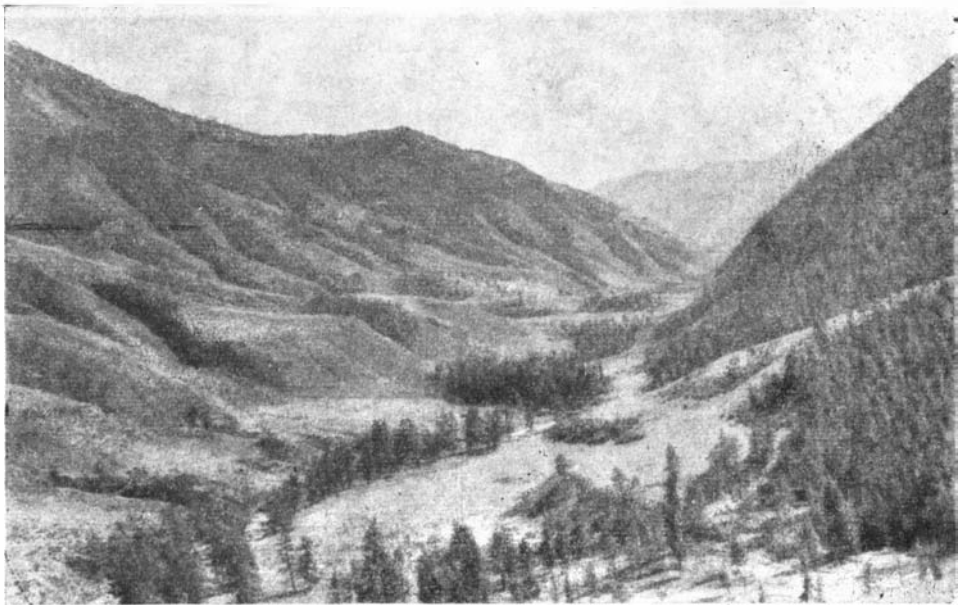
Отличительные особенности этого типа рельефа — относительно узкие и глубокие (до 1000 м) типично эрозионные долины (фиг. 5) с отдельными расширениями, особенно в долине Алаша, и узкие нередко гребневидные водоразделы (фиг. 6). На относительно пониженных участках развиты ложбины с маломощным делювиально-пролювиальным покровом (на междуречье Алаша — Ак-Суга).

Разбираемый тип рельефа развит за пределами распространения четвертичного оледенения и поэтому речные долины имеют систему террас. Здесь выделяются: пойма с двумя уровнями — 0,5—1,5 м и 2—3 м, I надпойменная терраса, в большинстве случаев аккумулятивная, высотой от 3—4 до 9—10 м, II надпойменная преимущественно эрозионно-аккумулятивная терраса высотой 12—15 м, III надпойменная эрозионно-аккумулятивная терраса высотой 25—30 м, IV надпойменная также эрозионно-аккумулятивная терраса высотой около 40—50 м. Встречаются обрывки цоколей и более высоких эрозионно-аккумулятивных террас нередко лишь с единичными гальками и валунами на поверхности. Высота их достигает 100 м и более.

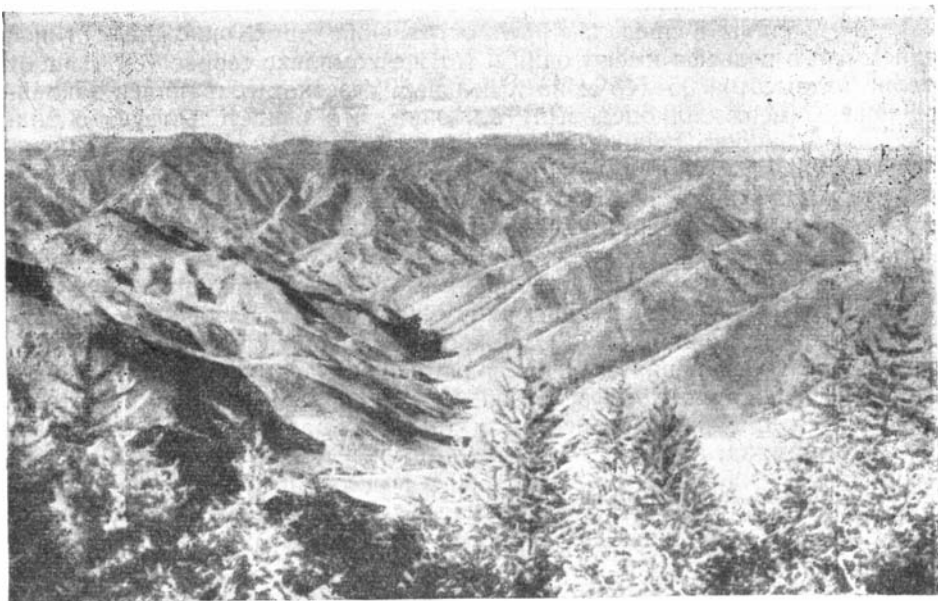
Для террас характерна невыдержанность высоты, в связи с чем сопоставления их часто оказываются затруднительными. Наиболее хорошо выраженной и прослеживаемой во всех долинах является I надпойменная терраса, занимающая, как правило, большую часть днищ долин. Все другие террасы сохранились большей частью небольшими участками.

Среднегорный расчлененный эрозионный рельеф с относительно выположенными водоразделами распространен на значительных площадях, особенно в Западном Саяне. Он развит на обширной площади левобережья Хемчика, особенно в бассейнах Устю-Ишкина, Алды-Ишкина, Кантегира, в бассейне Алаша к югу и юго-востоку от оз. Кара-Холь, а также вдоль западной периферии Хемчикской котловины и по левобережью Барлыка. Глубина расчленения достигает 1000 м, однако в отличие от описанного выше рельефа здесь преобладают пологосклонные, иногда слегка плоские водоразделы (фиг. 7).

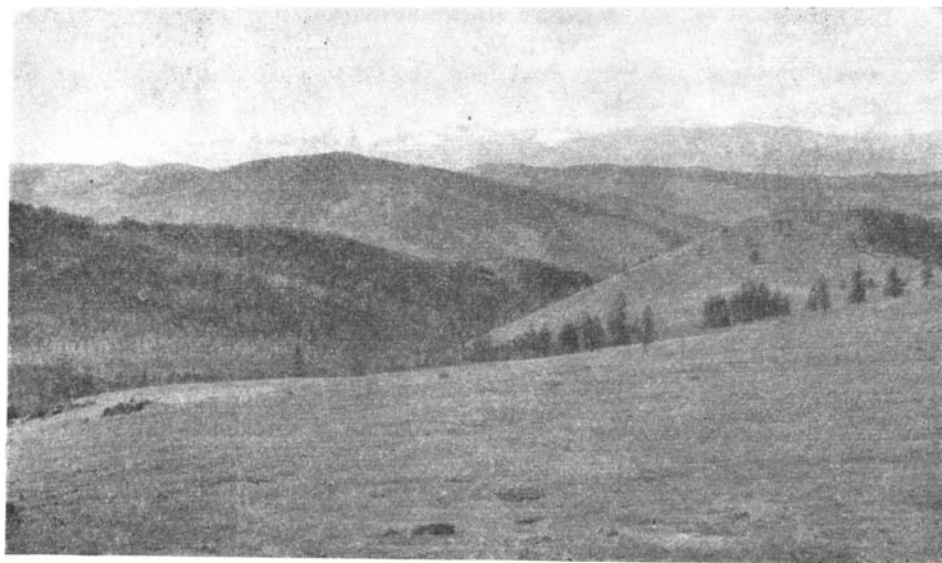
В связи с тем, что этот тип рельефа развит обычно рядом с высокогорным слабо расчлененным (реликтовым) рельефом и отчасти с высокогорным сильно расчлененным альпийским рельефом, в его пределы



Фиг. 5. Эрозионная долина р. Алды-Ишкин в области развития сильно расчлененного среднегорного рельефа



Фиг. 6. Сильно расчлененный среднегорный рельеф левобережья р. Ак-Суг



Фиг. 7. Характер среднегорного рельефа междуречья Хемчика — Шуя

выходят ледниковые долины с комплексом конечных и береговых морен, особенно в бассейнах Кантегира и Алаша. В бассейнах Устю-Ишкина и Алды-Ишкина наблюдается увеличение глубины долин по мере удаления от границы с высокогорным рельефом в сторону Хемчикской котловины. Вместе с тем увеличивается и интенсивность расчленения рельефа. Среднегорный сильно расчлененный рельеф является, следовательно, генерацией описываемого типа.

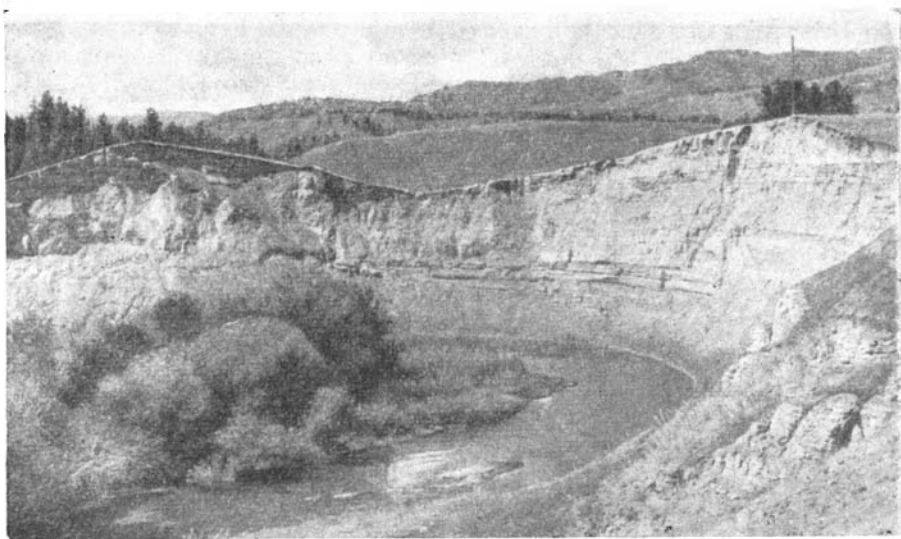
Речные долины в пределах распространения двух описанных типов среднегорного рельефа имеют один и тот же комплекс террас (см. выше). В террасах высотой 35—45 м на отдельных участках сохранился эоплейстоценовый (верхнеплиоценовый) аллювий, что свидетельствует о значительной древности речных долин.

Третий тип из группы среднегорного рельефа — слабо расчлененный (реликтовый) рельеф развит в восточной части Горного Алтая, особенно в бассейнах Чулышмана, Чульчи и на междуречье Чулышмана — Башкауса.

Характерная особенность этого рельефа — наличие ледниковых и водно-ледниковых, преимущественно аккумулятивных образований в долинах и на междуречьях (фиг. 8). Покровный и полупокровный характер четвертичного оледенения способствовал консервации этого мезозойско-третичного денудационного рельефа. Ледниковая экзарация в четвертичное время проявилась в основном только в наиболее крупных долинах — Чулышмана, Чульчи, Шавлы и Башкауса. Древние долины здесь обычно «висят» на высоте от 200 до 500 м над этими врезанными долинами, особенно над долиной Чулышмана. В долинах здесь развиты лишь локальные флювиогляциальные террасы и пойма.

НИЗКОГОРНЫЙ РЕЛЬЕФ

Низкогорный рельеф с абсолютными высотами водоразделов от 800 до 1500 м развит только в пределах Хемчикской котловины, главным образом в прибрежных ее частях. Небольшое распространение имеет низкогорный сильно расчлененный рельеф. Он характерен



Фиг. 8. Реликтовый среднегорный рельеф на междуречье Чулышмана — Башкауса. На переднем плане — обнажение озерно-ледниковых отложений в правом склоне р. Большой Улаган

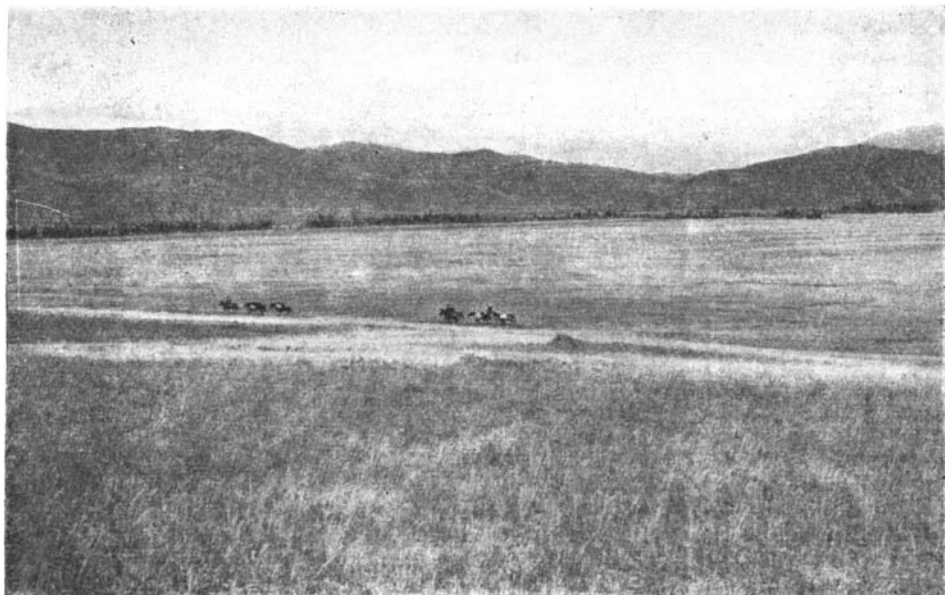
для левобережья Хемчика к северо-востоку от поселка Бай-Тал, для останца в районе поселка Тели, южной части междуречья Хемчика и Хонделена, для левобережья субширотного участка Хемчика и восточной части междуречья Хемчика и Ак-Суга. Этот тип рельефа близок к среднегорному сильно расчлененному рельефу (см. фиг. 6), однако отличается от него значительно меньшей амплитудой расчленения, несколько большим развитием пролювиальных шлейфов и весьма ограниченным распространением.

Низкогорный расчлененный рельеф с широким развитием плоских ложбин распространен несколько шире предыдущего типа. Он почти сплошь оконтуривает неширокой полосой равнинную часть Хемчикской котловины. Отличительная черта этого типа рельефа — широкое развитие пролювиальных отложений, часто выполняющих ложбины и предгорные понижения, где они образуют сплошные шлейфы. В связи с относительным опусканием Хемчикской котловины и заполнением ее аллювиальными и пролювиальными отложениями, участки развития этого типа рельефа, как пограничные с аллювиальной равниной, частично оказались в сфере погружения. Об этом свидетельствует значительная мощность пролювия в отдельных ложбинах, превышающая 100 м (севернее поселка Актотрак).

РАВНИННЫЙ РЕЛЬЕФ

Аккумулятивные аллювиальные и флювиогляциальные равнины имеются только в пределах котловины. Наибольшая из равнин находится в Хемчикской котловине. Ее длина составляет около 50 км при ширине от 12 до 20 км. Аккумулятивная равнина здесь представлена главным образом I надпойменной террасой (высотой от 3 до 6 м) Хемчика и его правого притока — Барлыка. По долинам Хемчика, Улуг-Оруга эта аллювиальная терраса переходит во флювиогляциальную, которая смыкается с конечными моренами последнего оледенения.

I надпойменная терраса имеет довольно ровную поверхность. На ней



Фиг. 9. Флювиогляциальная равнина Кара-Хольской котловины (в бассейне р. Алаша)

лишь изредка встречаются невысокие до 1—2 м плоские гривы и ложбинообразные понижения глубиной 1—2 м и шириной до нескольких десятков метров. Гривы сложены преимущественно галечником, обогащенным в прибортовых частях, особенно в долине Хемчика, значительным количеством валунов. В ложбинах в большинстве случаев развита маломощная пойменная фация аллювия, представленная супесью и суглинком.

Наиболее широкий участок террасы, формировавшийся главным образом водами Барлыка, имеет слегка выпуклую веерообразную форму (аллювиальный конус). Многочисленные рукава, на которые разбивается здесь река, незначительно врезаются в террасу (на 2—3 м).

Пойма Хемчика в пределах аллювиальной равнины имеет два уровня 0,5—1 м и 2—2,5 м. Основная часть поймы имеет более высокий уровень. Максимальной ширины — 3—4 км пойма достигает в северо-западной части аллювиальной равнины и к востоку от поселка Кызыл-Мажалык.

Небольшая Кара-Хольская внутригорная котловина имеет равнинный рельеф, образованный главным образом флювиогляциальной террасой, четко смыкающейся с конечными моренами последнего оледенения (фиг. 9). Вблизи конечных морен эта терраса имеет высоту около 50 м и постепенно снижается вниз по течению Алаша. При выходе из котловины Алаша высота террасы составляет лишь около 15—20 м и эта терраса переходит затем в I надпойменную аллювиальную террасу высотой в среднем 6—8 м. Сложена терраса довольно грубым материалом — валунным галечником. В долинах рек, прорезающих флювиогляциальную равнину, также наблюдается два уровня поймы и ряд террасовых уступов, имеющих локальный характер. Эти уступы, образованные отчасти в цоколе террасы, формировались в период деградации ледников.

Аналогичный характер имеет и флювиогляциальная равнина в расширенном участке долины Могун-Бурени в южной части Джулу-Кульской котловины. Однако высота террасы здесь значительно меньше — около 12—15 м. К тому же периферическая часть равнины несколько осложнена невысокими холмами мягких очертаний, представляющими собой останцы палеозойских пород. Флювиогляциальный материал этой равнины отличается меньшей грубостью. Это преимущественно разнотернистые пески с гравием, галькой и небольшим количеством валунов.

Глава III

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДОКАЙНОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Геологическая изученность рассматриваемого района неодинакова. Западная часть Тувы длительное время изучалась большими коллективами геологов ВСЕГЕИ, Горной экспедиции Министерства геологии и охраны недр СССР, Академии наук СССР и других организаций. В восточной части Горного Алтая геологические исследования в течении ряда лет производились преимущественно Всесоюзным аэрогеологическим трестом (экспедиция № 8). Вместе с тем пограничные части Тувы и Алтая, особенно Шапшальский хребет и его отроги, оставались до последнего времени слабо изученными, что нашло отражение и в новейших сводках, освещающих геологию указанных территорий (Нехорошев, 1958; Геологическое строение СССР, 1958).

Предлагаемый ниже краткий очерк геологического строения докайнозойских отложений интересующего нас района составлен по материалам геологических исследований указанных выше организаций.

СТРАТИГРАФИЯ

В пределах Западной Тувы и в восточной части Горного Алтая развиты протерозойские и, преимущественно, палеозойские осадочные и осадочно-эффузивные породы. Они прорваны интрузиями гранитоидов, занимающими нередко обширные площади. Наличие значительных участков, сложенных немymi толщами, сильно затрудняет определение их стратиграфического положения, чем объясняется частое изменение трактовки возрастных соотношений тех или иных толщ. Это хорошо видно на примере протерозойских образований. Так, на территории восточной части Горного Алтая и частично юго-западной и северо-западной частей Западной Тувы, В. А. Кузнецов (1948) выделил докембрийские отложения (архей и нижний протерозой), которые представлены кристаллическими сланцами и частично мраморами. Однако, согласно сводке В. П. Нехорошева (1958), на указанной площади развит главным образом нерасчлененный комплекс пород нижнего палеозоя (Pz_1).

За последние годы, в результате работ геологов ВАГТ, в бассейне Чулышмана на довольно больших площадях установлены протерозойские образования. Они приурочены главным образом к осевой части крупного Чулышманского антиклинория, где слагают большую часть междуречья Чулышмана — Чульчи, а также значительные участки междуречий Чулышмана — Башкауса (к югу от верховий Большого Улагана) и Чулышмана — Шавлы.

Протерозойские отложения представлены кристаллическими сланцами, песчаниками, как правило, хлоритизированными, превращенными местами в кварцево-хлоритовые и кварцево-биотитовые сланцы.

Геологи 8-й экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста в районе хребта Чихачева в последние годы выделили синийские отложения, которые слагают ядро субшироко вытянутого горста на водоразделе Бугузуна и Могун-Бурени. Нижняя часть этих отложений представлена мраморизованными светло-серыми, розоватыми и желтыми известняками, сменяющимися выше более темными разностями, с прослоями терригенных пород. Среди последних отмечаются зеленокаменно-измененные средние и основные эффузивы и их туфы. Эти отложения сопоставляются с баратальской свитой Центрального Алтая, где возраст ее большинством исследователей считается синийским.

Кембрийские отложения в рассматриваемом районе представлены всеми тремя отделами. Они слагаются преимущественно эффузивно-сланцевыми породами разной степени метаморфизации и распространены на значительной площади, особенно в восточной части Горного Алтая. Отложения нижнего и среднего отделов имеют ограниченное распространение. В центральной части Хемчикской котловины ими сложены невысокий останцовый массив у поселка Актаврак, а также участки левобережья и правобережья Хемчика к западу и к востоку от этого массива. Двумя узкими субшироко вытянутыми полями обнажаются ниже-среднекембрийские отложения в низовьях Алаша.

Кембрийские отложения двух нижних отделов представлены на указанных площадях преимущественно метаморфическими сланцами, порфиритами, песчаниками и частично конгломератами, мраморами, микрокварцитами. Среднекембрийские зеленовато-фиолетовые песчаники, метаморфические сланцы и алевролиты слагают значительный участок территории к югу от Телецкого озера.

Отложения верхнего кембрия распространены на обширной площади междуречий верховьев Чулышмана — Башкауса и Алаша — Чульчи (алтайской). Здесь преобладают зеленовато-фиолетовые кварцевые и известковистые (реже кварцевые) песчаники, метаморфические сланцы, алевролиты и конгломераты.

Ордовикские отложения имеются только в пределах Западной Тувы, главным образом по левобережью Хемчика. Фаунистически охарактеризованные толщи ордовика здесь занимают небольшую площадь (Владимировская, 1958). Они представлены преимущественно красноцветными и серыми песчаниками, конгломератами, алевролитами.

На обширной площади южной части Западного Саяна распространена толща зеленовато-серых песчаников и сланцев, условно относимая к нижнему ордовика — верхнему кембрию. Согласно Е. В. Владимирской, эта толща залегает трансгрессивно на нижнем и среднем кембрии.

Силурийские отложения на изучавшейся площади слагают лишь небольшие участки на правобережье Хемчика, в низовьях Алаша. Представлены силурийские отложения преимущественно зеленовато-серыми и красноцветными песчаниками, сланцами и алевролитами. Песчаники, а также алевролиты обычно содержат прослои известняков с фауной.

Отложения девона широко распространены в пределах Алтае-Саянской горной области, однако на интересующей нас территории они развиты незначительно. Отложения нижнего отдела выделяются восточнее Телецкого озера и условно на нескольких участках в бассейне Хемчика. Восточнее Телецкого озера нижнедевонские отложения представлены зеленовато-серыми, лиловыми песчаниками и алевролитами с прослоями известковистых песчаников и известняков. В пределах Западной Тувы

отложения этого возраста выделяются в верховьях Устю-Ишкина и Ак-Суга, по правобережью и левобережью Хемчика ниже устья р. Чоон-Хем, в бассейне Хонделена и в нижнем течении Алаша. Здесь распространены лиловые, лиловато-серые, зеленовато-серые средние и кислые эффузивы, красноцветные, зеленовато-серые песчаники и алевролиты, сланцы и конгломераты.

Среднедевонские отложения занимают значительные площади по правобережью Могун-Бурени на крайнем юго-западе Тувы, на междуречьях Каргы — Талайлыка и Чулышмана — Башкауса. Здесь преобладают кислые и в меньшей степени средние и основные эффузивы (большей частью туфогенные), глинистые и кремнистые алевролиты, сланцы, песчаники, конгломераты, известняки.

Отложения верхнего девона, представленные пестроцветными аргиллитами, туфоалевролитами, песчаниками и глинистыми сланцами, слагают значительную часть Улаганской депрессии на междуречье Чулышмана — Башкауса, а также небольшие участки среди поля среднедевонских отложений на правобережье Могун-Бурени.

Отложения каменноугольной системы, пользующиеся значительным распространением в западной части Алтая и в хребте Западный Танну-Ола, на рассматриваемой территории встречаются редко. Они выделены геологами ВАГТ в пределах Сайгонышской депрессии, расположенной южнее Абаканского хребта. Это — главным образом континентальные отложения — песчаники, конгломераты, сланцы, нередко с углями. В. П. Нехорошев (1932₂) раньше относил эти отложения к верхнему палеозою.

Мезозойские отложения до последнего времени были известны лишь в Каргинской депрессии. По данным А. Л. Додина, Г. И. Ивановой, Г. Г. Бельского, они здесь представлены континентальными образованиями юрского возраста: конгломератами и песчаниками с прослоями углистых алевролитов с отпечатками флоры. Юрские отложения протягиваются узкой полосой по левобережью Каргы. Их мощность составляет около 700 м.

В последнее время (1958—1959 гг.) геологами ВАГТ мезозойские отложения аналогичного характера установлены в Сайгонышской впадине. Из-за плохой сохранности флористического материала возраст этих отложений точнее не определен. Литологически они очень сходны с упомянутыми юрскими континентальными образованиями Каргинской депрессии.

Третичные отложения имеют очень ограниченное распространение. Они рассматриваются в следующей главе, посвященной разбору стратиграфии третичных и четвертичных отложений.

ИНТРУЗИИ

На территории Западной Тувы в восточной части Горного Алтая значительно развиты интрузивные породы, представленные преимущественно гранитоидами. Эти породы наиболее широко распространены в пределах Западной Тувы: к западу от меридиана 90° массивы гранитоидов занимают примерно такую же площадь, как и вмещающие их палеозойские толщи. Наиболее крупными интрузиями являются монгутайгинская, чингекатская, шапшальская (в верховьях Хемчика и Алаша), бай-тайгинская, кара-хольская, эри-тайгинская, саянская, аксугская и другие.

В восточной части Горного Алтая интрузивные тела имеют значительно меньшие размеры и площадь, занимаемая ими, составляет, по-видимому, не более 10%. Наиболее обширные из них располагаются на междуречье

Чулышмана и Шавлы, к западу от озера Эри-Куль, по правобережью нижнего течения и в верховьях Чульчи.

Большая часть крупных интрузий сложена по преимуществу светло-серыми и розовато-серыми биотитовыми и роговообманковыми средне- и крупнозернистыми гранитами, имеющими часто порфировидную структуру. Лишь карасулугская интрузия сложена серыми, темно-серыми или розовато-серыми среднезернистыми диоритами и гранодиоритами (по данным В. Е. Кудрявцева, Б. Ф. Сельвесюк и других).

Вокруг интрузивных массивов вмещающие породы, как правило, метаморфизованы. Ширина зоны контактового метаморфизма в зависимости от наклона плоскости контакта с вмещающими породами варьирует в широких пределах.

Возрастное положение интрузий во многих случаях определяется приближенно, что связано с недостаточным палеонтологическим обоснованием возраста вмещающих толщ, а также отсутствием нередко перекрывающих интрузии отложений вследствие глубокого эрозионного среза.

Для наиболее крупных интрузий Западной Тувы можно привести следующие определения возраста. Чингекатская гранитная интрузия, по данным В. А. Кузнецова, Г. В. Пинус (1949), Л. Н. Леонтьева (1956), имеет древнекаледонский (таконский) возраст. К позднекаледонскому (преддевонскому) времени эти авторы относят интрузии так называемого сют-хольского комплекса — шапшальскую, бай-тайгинскую, сют-хольскую, саянскую (Л. Н. Леонтьев).

Т. Н. Иванова (1958), основываясь на новых материалах и определениях абсолютного возраста интрузивных пород, считает, что чингекатская и шапшальская гранитные интрузии имеют салаирский (доверхнеордовикский) возраст. Интрузии сют-хольского комплекса, по ее мнению, имеют не преддевонский, а средневерхнедевонский возраст. К этому комплексу Т. Н. Иванова относит кара-хольскую, бай-тайгинскую, алашскую, ак-сугскую, сют-хольскую гранитные интрузии.

Крупная монгун-тайгинская интрузия гранитов, по мнению В. А. Кузнецова, Г. В. Пинус (1949), является варисской, а Л. Н. Леонтьев (1956) считает ее юнокаледонской (преддевонской). Г. И. Иванова и Г. Г. Бельский возраст этой интрузии определяют как послеверхнесилурийский.

По мнению В. П. Нехорошева (1958), в восточной части Горного Алтая расчленение интрузий по возрасту в значительной мере условно. Здесь выделяются интрузии гранитоидов досилурийского (таконского), додевонского (позднекаледонского), среднедевонского (тельбесского) и последевонского комплексов. Геологи ВАГТ (1959 г.) к досилурийским относят интрузии гранитоидов, в том числе и малые, расположенные в северной части хребта Чихачева и в Джулу-Кульской котловине, в массиве Кийты, в верховьях Чульчи. Небольшие интрузии гранитов на междуречье Чульчи — Алаша являются, по их данным, среднедевонскими, а крупная интрузия, слагающая правобережье нижнего течения Чульчи — последевонской.

ТЕКТОНИКА

Тектоническое строение и основные этапы геологического развития разных частей Западной Тувы и восточной части Горного Алтая освещены в литературе неодинаково. Наибольшее количество работ, в которых в той или иной мере рассматривается тектоника, посвящено тувинской части территории. Это прежде всего работы В. А. Кузнецова (1948, 1949), Н. С. Зайцева (1950, 1957), Л. Н. Леонтьева (1956), а также А. И. Левен-

ко (1950), И. С. Гудилина, А. Л. Додина, И. Г. Нордега (1952). Из аналогичных работ, посвященных восточной части Горного Алтая, следует указать на статью И. И. Белостоцкого (1956) и монографию В. П. Нехорошева (1958). Сводки по тектонике всей Алтае-Саянской складчатой области имеются в работах В. А. Кузнецова (1954), А. Л. Додина (1956), В. А. Унксова (1958). Важные обобщения по геотектонике интересующего нас района даны в тектонической карте СССР и сопредельных стран, составленной в масштабе 1:5 000 000; Алтае-Саянская часть этой карты и текст объяснительной записки к ней составлены Н. С. Зайцевым. Приводимый ниже краткий обзор тектонического строения Западной Тувы и восточной части Горного Алтая дается главным образом согласно этой тектонической карте.

Изучавшаяся территория составляет часть нижнепалеозойской складчатой области, завершившей свое геосинклинальное развитие в силуре в результате каледонского цикла тектогенеза. Заложение геосинклинали, по мнению всех исследователей, произошло в докембрии.

В области каледонской складчатости Алтая и Саян, а также в зонах ранней консолидации области герцинской складчатости выделяются три структурных яруса. Нижний структурный ярус включает образования от рифейских до нижнеордовикских включительно, средний — верхнеордовикские и нижнесилурийские образования и верхний — верхнесилурийские и нижедевонские.

В тектоническом отношении этот район представляет довольно сложную складчатую систему, образующую дугу, направленную выпуклой стороной на запад. В ее пределах выделяются антиклинории и синклинории, а также крупные межгорные наложенные впадины и унаследованные прогибы. Из крупных антиклинориев выделяются: Западно-саянский (Джебашский), Куртушибинский и Шапшальский. В их ядрах, что особенно характерно для Западносаянского и Шапшальского антиклинориев, обнажаются сильно метаморфизованные породы докембрия. В пределах антиклинориев выходят на поверхность главным образом породы нижнего структурного яруса.

Из синклинориев выделяются Усинский и Тувинский, частично входящие в пределы Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. Здесь развиты породы преимущественно второго структурного яруса.

Для последнего этапа развития каледонид юга Сибири характерно, как подчеркивает Н. С. Зайцев в объяснительной записке к тектонической карте СССР, возникновение на разновозрастном складчатом основании крупных межгорных наложенных впадин и унаследованных прогибов.

Из унаследованных прогибов, выделенных на тектонической карте СССР, частично входит в пределы интересующего нас района только Тувинский прогиб. Для него, согласно Н. С. Зайцеву, характерны: разновозрастное складчатое основание, асимметрия строения, проявляющаяся в общей структуре прогиба и в пространственном размещении формаций; значительная мощность и полнота разреза осадочных толщ, сложная внутренняя тектоника и общая вытянутая форма. Тувинский прогиб, таким образом, представляет собой крупную синклинальную структуру сложного строения.

В пределах Тувинского прогиба Н. С. Зайцев (1957) выделяет антиклинальные и горст-антиклинальные поднятия: Актоврацкое, Шуйское, Чингекатское, сложенные преимущественно породами фундамента прогиба (Ст — О).

В пределах изученного района выделяются небольшие наложенные впадины: Улаганская, Козерская и Сайгонышская. Улаганская впадина занимает значительную площадь междуречья Чулышмана — Башкауса.

в его северной части. Выполнена она средне- и верхнедевонскими эффузивноосадочными пестроцветными отложениями. В пределах очень небольшой Козерской впадины развиты нижнедевонские отложения, занимающие часть междуречья Козера и Ташту-Холя (Чульчи) в бассейне Алаша. В Сайгонышской впадине, расположенной южнее Абаканского хребта, распространены каменноугольные континентальные отложения — песчаники, конгломераты и сланцы, а также мезозойские, по-видимому, юрские песчаники и конгломераты.

Породы, выполняющие как наложенные впадины, так и унаследованные прогибы, отделены от пород фундамента перерывом и угловым несогласием. Для этих впадин и прогибов типичен глыбово-складчатый характер дислокаций.

Мезозойской наложенной впадиной следует, по-видимому, считать Каргинскую депрессию с юрскими угленосными отложениями. Она по существу является частью Убсанурской впадины, выполненной кайнозойскими отложениями. Однако заложилась Убсанурская впадина, по-видимому, в мезозое или верхнем палеозое. Только более приподнятое положение Каргинской депрессии, расположенной на периферии Убсанурской впадины, исключило возможность накопления в ней мощных кайнозойских отложений.

Крупные структуры сочленяются между собой обычно по разломам. Глубокий эрозионный срез во многих случаях привел к тому, что разломы прослеживаются очень хорошо. К границам наиболее крупных структур обычно тяготеют и самые крупные разломы. Так, структуры Западного Саяна и Тувы отделяются глубинным разломом. Этот разлом проходит по левобережью Хемчика на границе между Куртушибинским антиклинорием и Тувинским синклинием. Куртушибинский антиклинорий отделяется от Усинского синклиория системой тектонических линий.

Крупный региональный Шапшальский разлом протягивается, по данным В. А. Кузнецова (1949), А. Л. Додина (1956), Г. И. Ивановой и Г. Г. Бельского, по левобережью Каргы. Геологи Всесоюзного аэрогеологического треста считают, что этот разлом прослеживается вдоль западного склона Шапшальского хребта в пределы восточной части Горного Алтая, в Сайгонышской впадине и далее на северо-запад в верховья Абакана.

Улаганская впадина имеет тектонические границы почти со всеми окружающими структурами. Крупная зона разломов протягивается здесь вдоль долины Чулышмана. Она прослеживается на юго-восток вдоль долин Чулышмана и Малого Кара-Кема.

Большинство разломов имеет очень древний — палеозойский возраст заложения. Разрывы, совпадающие с направлением простираения основных структур, как подчеркивают И. И. Белостоцкий, О. П. Горяинова, О. А. Раковец и др., тесно связаны со складчатостью и во многих случаях образовались непосредственно в процессе развития складок. Поскольку основные процессы складкообразования в Западной Туве и восточной части Горного Алтая происходили в каледонский цикл (Ст — S), то и основная масса разрывных нарушений, по-видимому, должна быть отнесена к этому времени. Естественно, что средне- и верхнепалеозойские отложения, выполняющие межгорные впадины и прогибы, были дислоцированы в более поздние этапы в процессе герцинской и тихоокеанской складчатости.

Герцинские структуры развиты преимущественно западнее и юго-западнее изученного района и лишь частично входят в его пределы. Так, южная часть хребта Чихачева, сложенная средне- и верхнедевонскими отложениями, является, по-видимому, продолжением герцинской структуры Алуйско-Чуйского синклиория. Необходимость выделения герцинско-

го этапа складчатости в пределах Тувы, по мнению Л. Н. Леонтьева (1956), является далеко не бесспорной. Фиксируемые предкарбоновые движения, по его мнению, правильнее считать всего лишь запоздавшей фазой позднекаледонского этапа и в настоящее время вопрос об отсутствии в Туве самостоятельных герцинских движений нельзя считать окончательно решенным.

Тихоокеанский этап тектогенеза проявился в форме дизъюнктивных дислокаций, особенно характерных для каменноугольных и ниже- и среднеюрских отложений Кызыльской впадины Тувинского прогиба (Леонтьев, 1956). На крайнем западе Тувы к этому этапу относятся дизъюнктивные нарушения юрских отложений Каргинской впадины. По данным Г. И. Ивановой и Г. Г. Бельского, на юрские отложения здесь надвинуты образования девона, а юрские в свою очередь надвинуты на силурийские отложения.

Послесреднеюрские движения привели к общему подъему Алтае-Саянской горной области и на протяжении остальной части мезозоя и почти всего кайнозоя отсюда происходил снос обломочного материала во впадины, расположенные по периферии района. Вплоть до второй половины плиоцена область испытывала преимущественное воздействие процессов денудации, в результате чего сформировался хорошо выработанный относительно выровненный денудационный низко- и среднегорный рельеф с амплитудой до 1,5 км (пенеппен, денудационные поверхности — у других авторов).

Сводово-глыбовые движения альпийского этапа тектогенеза, максимум которых приходится на вторую половину плиоцена (на границу плиоцена и эоплейстоцена), привели к существенной перестройке общего плана рельефа. Значительные движения происходили по регенерированным дрезжым и вновь созданным разломам. Основные черты современного рельефа были созданы в это время. В целом для района характерно совпадение направлений хребтов с простиранием структур. Однако выделение отдельных блоков, представляющих в настоящее время хребты, происходило в это время нередко вкрест простираения древних структур. Так, при господствующих простираниях структур северо-восточного направления и частично субширотного (в южной части), основной орографический элемент района — Шапшальский хребет вытянут в общем с северо-запада на юго-восток.

Глава IV

СТРАТИГРАФИЯ ТРЕТИЧНЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Стратиграфическое расчленение третичных и четвертичных отложений в Западной Туве впервые было произведено Л. Д. Шорыгиной (1957). Оно базируется на представлении о существовании в четвертичное время трех циклов осадконакопления, увязывающихся с тремя оледенениями и отвечающих трем отделам четвертичного периода (см. табл. 1). По мнению Л. Д. Шорыгиной, отмеченные эпохи осадконакопления разделяются периодами резко выраженной эрозионной деятельности рек, когда вырабатывались эрозионные формы рельефа. Как видно из таблицы 1, трем выделенным Л. Д. Шорыгиной горизонтам морен во внеледниковой области соответствуют три комплекса аллювиальных осадков.

В стратиграфической схеме Л. Д. Шорыгиной обращает на себя внимание отнесение отложений, датированных ею ранее плиоценом (Еремеев, Шорыгина, 1955), к нижнему плейстоцену схемы 1932 г. (Объяснительная записка к легенде Международной четвертичной карты Европы, 1936 г.). При этом к нижнему плейстоцену относятся только бурые выветрелые отложения, считавшиеся ранее плиоценовыми.

В своей последней работе Л. Д. Шорыгина (1960) производит расчленение четвертичных отложений по схеме В. И. Громова (1957₂). Верхнеплиоценовые бурые отложения теперь по этой схеме включаются в эоплейстоцен. В этой схеме по-прежнему выделяются три оледенения, в том числе одно эоплейстоценовое.

Стратиграфическое расчленение третичных и четвертичных отложений Горного Алтая в последние годы производилось Е. Н. Шукиной (1953, 1960) и геологами Всесоюзного аэрогеологического треста (Лунгерсгаузен, Раковец, 1957, 1958). Стратиграфическая схема Е. Н. Шукиной (1953) неоднократно изменялась. В опубликованном в 1957 г. варианте (Попов, 1957) она включала вместо четырех только три оледенения. В последней статье Е. Н. Шукина (1960) дает новый вариант стратиграфической схемы четвертичных отложений Алтая, содержащий уже четыре оледенения.

Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1957, 1958) приводят новые данные в обоснование стратиграфического расчленения кайнозойских отложений Чуйской котловины (Горный Алтай) и высказываются за снижение нижней границы четвертичной системы (фиг. 10). В схеме этих авторов выделяются два оледенения — максимальное среднеплейстоценовое и постмаксимальное верхнеплейстоценовое.

Предлагаемая нами схема стратиграфии четвертичных отложений Западной Тувы и восточной части Горного Алтая (см. табл. 1) с очень кратким обоснованием была опубликована в 1958 г. (Ефимцев, 1958).

В настоящей работе приводится расширенное обоснование этой схемы.

Расчленение молодых отложений в горных районах встречает обычно затруднения из-за малочисленности палеонтологических находок и фрагментарности распространения этих отложений, что заставляет, наряду с другими методами, использовать геоморфологический метод их изучения.

Хорошая обнаженность изученной территории, прекрасная выраженность ледниковых, флювиогляциальных, аллювиальных и пролювиальных образований, четкость их взаимоотношений способствовали широкому использованию геоморфологического метода. Немаловажным положительным фактором при изучении четвертичных отложений, особенно ледникового комплекса, следует считать разнородность литологии коренных пород и, главное, значительные масштабы распространения гранитоидов, особенно в Западной Туве. Это обеспечивает им существенную роль в формировании четвертичных отложений, особенно ледниковых и аллювиальных, чему способствовала также приуроченность гранитов к наиболее высоким участкам хребтов, в большей мере подверженных процессам денудации. Разнородность литологического состава коренных пород облегчала определение эратического материала в районах, подвергавшихся оледенению, а также способствовала выяснению особенностей гранулометрической дифференциации аллювиальных отложений в продольном профиле долин.

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Самыми древними кайнозойскими отложениями на рассматриваемой территории являются аллювиальные угленосные образования мощностью до 40 м, развитые в северной части Джулу-Кульской котловины, у подножья Шапшальского хребта, на высоте 2200 м. Они сохранились небольшим останцом в левом склоне расширенного участка долины р. Каргы, тотчас ниже слияния двух вершин последней (фиг. 11) и впервые были описаны нами в 1955 г.

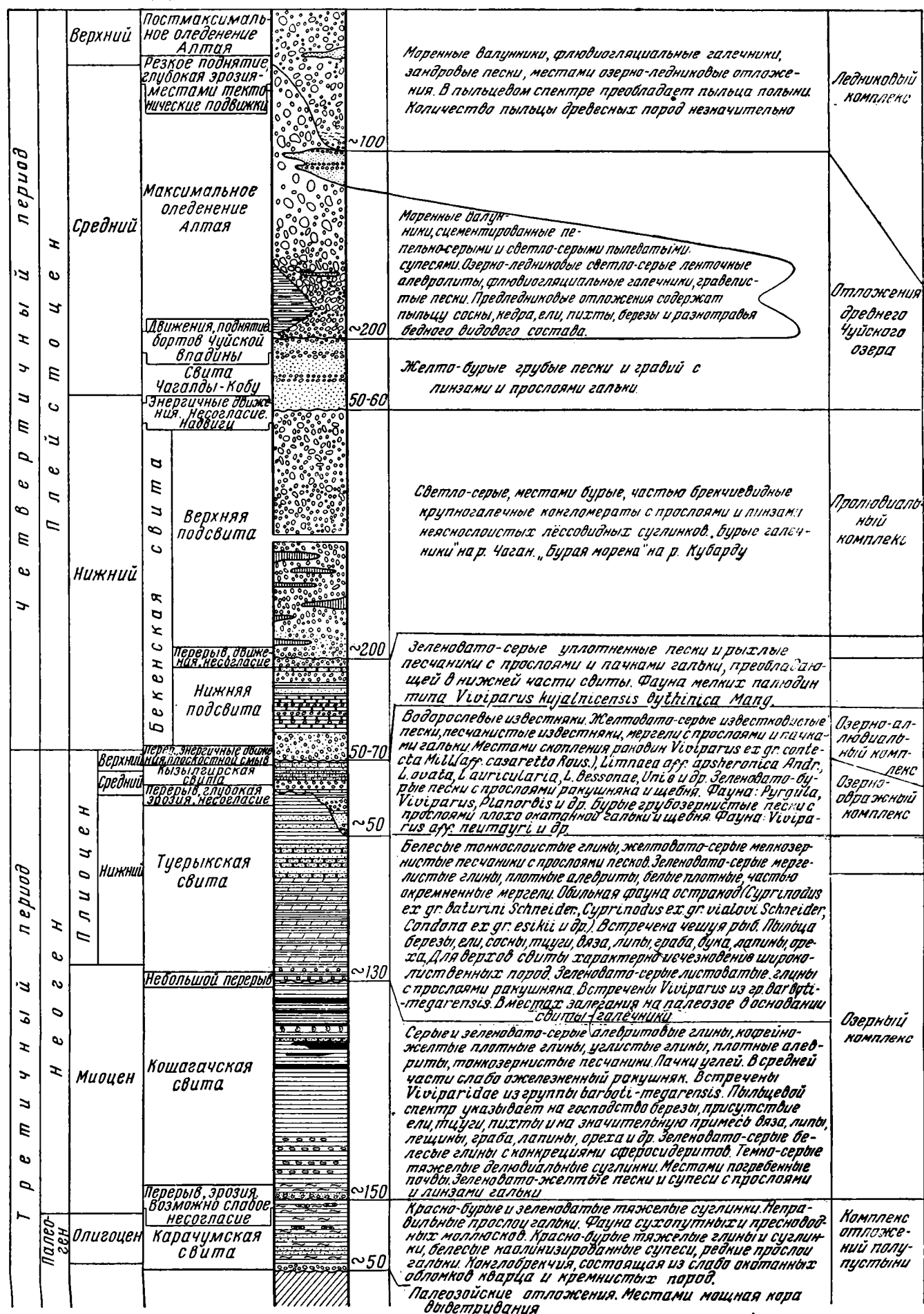
В овраге, прорезающем эти отложения, обнажаются (сверху вниз) (фиг. 12):

Мощность, м

1. Сильно щебенчатые серые супеси. Щебенка главным образом местных пород — сланцев, песчаников, гранитов . . .

2. Пески средне- и крупнозернистые, полимиктовые, желтовато-бурые, косослойные, с гравием, галькой и валунами. Гальки и валуны хорошей и совершенной окатанности. Встречаются валуны до 30—40 см и изредка до 50 см в диаметре. Значительное количество (около 15—20%) галек и валунов (особенно из зеленовато-серых хлоритово-серицитовых сланцев и песчаников) — выветрелые, легко разрушающиеся в руках. Встречаются также выветрелые валуны и гальки серых гранитов, известняков и других пород. Большая часть твердых галек и валунов покрыта желтовато-бурой оболочкой. При их раскалывании в ряде случаев видно постепенное уменьшение яркости оболочки по направлению к центру гальки до полного исчезновения окраски . . .

3. Пески кварцевые, крупно- и среднезернистые, с линзами глины и суглинков, грубых гравелистых песков с мелкой галькой. Цвет песков серый, светло-серый с бледным синеватым (фиолетовым) оттенком. Слоистость изменчива, преобладает косая. Пески обогащены большим количеством сильно и слабо обуглившейся древесины (*Pinus sp.*) и заключают маломощные (до 0,5 м) пласты бурого угля. В устьевой части оврага пласт угля и линза суглинков имеют падение около 35° от хребта (фиг. 13); в верховье — залегание, близкое к горизонтальному, в левом склоне — падение в сторону хребта под углом около 30—35°. Подошва песков не видна. около 40



Фиг. 10. Стратиграфическая схема кайнозойских отложений юго-восточной части Горного Алтая, по Г. Ф. Лунгерсгаузену и О. А. Раковец (1958)



Фиг. 11. Останец третичных и эоценовых отложений (показан стрелкой) в долине р. Каргы у подножья Шашальского хребта

В этом разрезе наибольший интерес представляет нижняя угленосная пачка гравелистых песков.

О значительных колебаниях гранулометрического состава отдельных линз и прослоев можно судить на основании анализов, приведенных в табл. 2.

Характерна слабая окатанность песчаных зерен в линзах гравелистых песков, а также преимущественно гранитный состав галек и гравия. Это указывает на формирование указанных аллювиальных отложений за счет размыва расположенного рядом гранитного массива.

Микроскопический анализ угля, произведенный Л. И. Боголюбовой, показал, что этот уголь относится к бурым гумусовым углям; исходным материалом для него послужили главным образом остатки высших растений: стеблевые ткани и листья. Редкое преобладание в угле гелифицированных компонентов, незначительное количество минеральной примеси и отсутствие фюзенизированных (окисленных) тканей свидетельствует о том, что образование угля происходило в условиях сильно обводненных застойных болот, характеризовавшихся восстановительной средой и анаэробной бактериальной деятельностью.

Из углей и суглинистых прослоев пачки (сборы автора в 1955 г.) С. Н. Наумова и О. В. Матвеева определили пыльцу хвойных: *Tsuga*, *Abies*, *Pinus*, *Picea*, *Keteleeria*, *Torreya*, *Taxodium* (ед.) *Podocarpus* (ед.); покрытосеменных: *Alnus*, *Betula*, *Carya*, *Pterocarya*, *Corylus*, *Salix*, *Tilia*, *Cyperaceae* (?). Подсчеты пыльнок, произведенные О. В. Матвеевой в трех образцах, дают следующие соотношения:

Обр. 17 *Picea* — 34, *Abies* — 1, *Dacrydium* (?) — 7, *Pinus* — 34, *Tsuga* — 132, *Betula* — 30, *Alnus* — 4, *Tilia* — 1, *Pterocarya* — 1, *Chenopodiaceae* — 2, *Typha* — 10, *Lycopodiaceae* — 3, *Polypodiaceae* — 1.

Обр. 47. *Abies* — 1, *Tsuga* — 22, *Pinus* — 73, *Picea* — 22, *Betula* — 40, *Alnus* — 33, *Tilia* — 3, *Ginkgo* — 1, *Ericaceae* — 3, *Polypodiaceae* — 23.

Обр. 48. *Picea* — 2, *Pinus* — 5, *Tsuga* — 20, *Betula* — 15, *Alnus* — 9, *Ulmus* — 1, *Tilia* — 3, *Corylus* — 2, *Ericaceae* — 6, *Polypodiaceae* — 27.

Возраст вмещающих отложений С. Н. Наумова и О. В. Матвеева определяют как верхи миоцена — низы плиоцена.

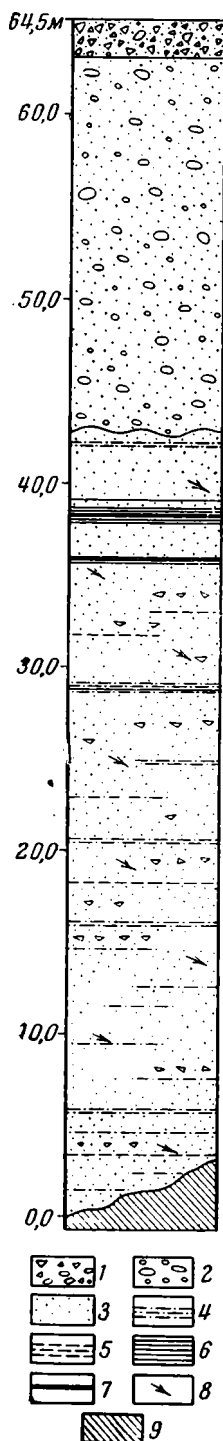
Стратиграфических аналогов этих отложений на изучавшейся территории мы не знаем. Можно предполагать, что они и, возможно, более древние отложения в пределах Джулу-Кульской, Хемчикской, Ачитнурской котловин погребены под более молодыми породами.

На сопредельных территориях аналогами угленосных отложений долины р. Каргы являются, по-видимому, озерные и озерно-аллювиальные толщи Убсанурской и Чуйской котловин.

Озерно-аллювиальные отложения Убсанурской котловины изучались Н. С. Зайцевым (1947), Л. Д. Шорыгиной (1957, 1960), Л. П. Александровой. Верхнетретичный возраст их устанавливается главным образом по фауне моллюсков, остракод, млекопитающих. Отсутствие пылицы в этих отложениях не дает возможности провести более определенное сопоставление.

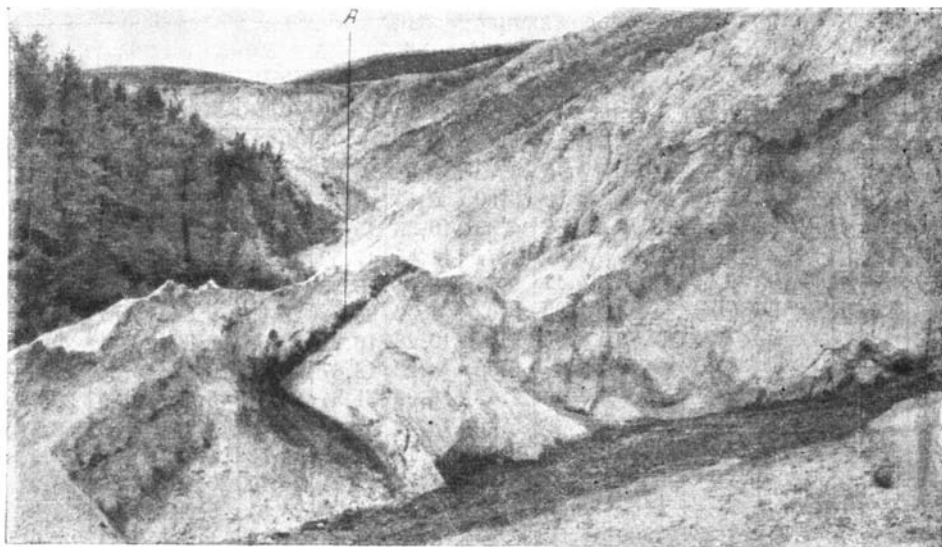
Третичные отложения Чуйской котловины изучались В. А. Обручевым (1914), В. П. Нехорошевым (1932), А. В. Аксариным (1938), Е. Н. Щукиной (1953), Г. Ф. Лунгерсгаузен и А. О. Раковец (1958) и другими. Одновозрастными с угленосными отложениями долины р. Каргы, судя по составу растительности, здесь можно, по-видимому, считать отложения так называемой туерьской (мергельной) свиты. Эта свита, по данным Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковца (1958), охарактеризована фауной пресноводных моллюсков и флорой, близкой к флоре верхней части кошагачской (угленосной) свиты. В туерьское время, как и в эпоху накопления верхних угленосных слоев, по мнению указанных авторов, господствует темнохвойная тайга (*Picea*, *Tsuga*) с примесью березы и широколиственных пород и со слабым развитием травяного покрова. В составе древостоя также присутствуют *Pinus* (*Haploxyton*, *Diploxyton*) *Podocarpus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Corulus*, *Carpinus*, *Fagus*, *Pterocarya*, *Carya*, *Juglans*.

Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец относят нижнюю часть свиты, охарактеризованную пресноводными моллюсками (*Viviparus* из группы *barboty-megarensis*) к самым верхам миоцена или основанию плиоцена, а всю основную ее часть — к плиоцену (фиг. 10). Список представителей растений из этой свиты, с преобладанием ели и тсуги, довольно близок к таковому из угленосных отложений долины р. Каргы.



Фиг. 12. Разрез третичных и четвертичных отложений в верховьях р. Каргы:

1 — щебень и дрова; 2 — валуны и галька; 3 — песок; 4 — алевроит песчаный; 5 — алевроит; 6 — глина; 7 — бурый уголь; 8 — обломки древесины; 9 — палеозойские сланцы и песчаники



Фиг. 13. Обнажение третичных отложений в верховьях р. Каргы. А — пласт угля

Вместе с тем можно допустить, что угленосные отложения из долины р. Каргы и Чуйской котловины (кошагачская или угленосная свита) одно-возрастны, различия же в составе растительности этих отложений объясняются вертикальной поясностью.

Однако ввиду отсутствия в настоящее время хорошо обоснованных эталонных спектров миоценовых и плиоценовых флор для Западной

Таблица 2

**Гранулометрический состав третичных аллювиальных отложений
Джулу-Кульской котловины
(в весовых %)**

Глубина взятия образцов, м	Фракции, мм											
	>10	10—5	5—2	2—1	1—0,5	0,5— 0,25	0,25— 0,1	0,1— 0,05	0,05— 0,01	0,01— 0,005	<0,005	<0,01
0,4	—	—	1,90	4,49	11,82	4,99	12,23	13,55	15,55	8,91	21,56	30,47
1,3	—	—	—	—	0,14	0,19	0,67	13,68	28,71	10,67	45,94	56,61
1,7	—	—	0,12	0,93	9,12	6,19	19,29	28,15	12,81	5,13	18,26	23,39
2,6	—	—	4,17	8,52	11,99	4,49	5,43	23,52	21,90	5,34	14,64	19,98
2,9	—	0,41	4,51	4,92	7,28	3,74	7,33	19,02	19,39	11,01	22,39	33,40
5,0	—	3,98	27,63	21,78	14,64	5,74	9,44	8,45	4,64	0,79	2,88	3,67
6,1	—	—	2,40	5,39	6,86	6,15	24,01	25,59	13,09	5,28	11,23	16,51
6,6	—	—	12,59	18,52	19,83	9,38	18,61	11,54	3,85	1,93	3,75	5,61
7,4	—	1,06	5,65	8,12	14,78	7,33	17,14	15,68	15,19	4,88	10,17	15,05
8,4	—	0,47	1,43	0,95	2,24	5,29	27,12	25,46	18,95	6,29	11,80	18,09
9,8	—	—	—	—	0,09	2,33	30,21	41,63	13,11	5,47	7,16	12,63
10,0	—	—	—	—	0,90	3,02	24,57	36,70	17,08	8,42	9,31	17,73
10,8	—	0,22	15,90	3,40	4,81	8,25	26,95	22,80	11,23	6,97	9,47	16,44
11,8	34,44	13,80	2,23	5,09	8,27	3,42	7,15	6,32	3,31	1,66	4,31	5,97
13,0	—	—	1,31	0,44	2,19	2,94	22,07	30,98	15,69	5,77	19,21	24,98

Глубина взятия образцов, м	Фракции, мм											
	>10	10—5	5—2	2—1	1—0,5	0,5— 0,25	0,25— 0,1	0,1— 0,05	0,05— 0,01	0,01— 0,005	<0,005	<0,01
13,7	—	—	—	—	3,76	6,02	16,98	30,94	16,96	7,57	17,77	25,34
14,3	—	3,28	31,74	24,08	13,99	5,60	9,49	5,15	3,88	0,95	1,84	2,79
14,8	—	2,48	14,88	8,75	10,32	4,33	10,56	15,25	14,16	7,28	11,99	19,27
17,2	—	—	6,22	6,95	9,96	4,74	11,44	17,52	16,90	7,47	18,80	26,27
18,0	—	1,85	19,00	11,30	14,11	9,77	18,61	13,26	6,43	2,20	3,47	5,67
18,4	—	—	—	—	1,38	0,92	7,76	36,06	19,60	8,61	25,67	34,28
20,0	—	—	7,34	7,79	8,99	4,22	10,28	16,21	16,07	8,39	20,71	29,10
21,4	—	0,43	6,03	9,68	11,84	6,00	13,22	18,87	12,12	6,17	15,64	21,81
23,0	—	—	—	—	1,19	2,42	16,66	31,34	21,61	6,39	20,39	26,78
23,7	13,77	6,12	3,06	3,06	8,28	5,09	13,74	37,11	1,06	1,33	7,38	8,71
24,3	10,32	16,79	19,27	11,28	11,91	6,93	8,19	6,78	5,52	1,20	2,08	3,28
32,7	—	—	—	0,50	0,33	0,14	1,15	19,24	24,72	20,56	33,36	53,92
33,7	—	—	—	0,32	3,56	1,63	7,77	28,20	28,94	6,92	22,66	29,58
34,0	—	1,25	38,83	23,80	15,03	4,39	8,90	4,40	1,39	1,08	0,93	2,01
35,3	2	2	2,09	1,67	5,00	5,10	24,78	30,63	12,25	4,75	13,73	18,48

Сибири, возраст разбираемых отложений нельзя считать окончательно установленным.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

При расчленении четвертичных отложений мы пользовались стратиграфической схемой, предложенной В. И. Громовым в 1957 г. По этой схеме в эоплейстоценовый отдел включаются только верхнеплиоценовые образования, разделение же плейстоцена остается прежним (см. табл. 1).

При недостатке палеонтологического материала, особенно для отчленения нижнеплейстоценовых отложений от среднеплейстоценовых, эта схема представляется наиболее целесообразной.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ (ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ) ОТЛОЖЕНИЯ

В Туве и на Алтае, равно как и на сопредельных территориях, распространены желтовато-бурые более или менее выветрелые отложения разных генетических типов, относимые в большинстве случаев к плиоцену, а в последнее время — к эоплейстоцену.

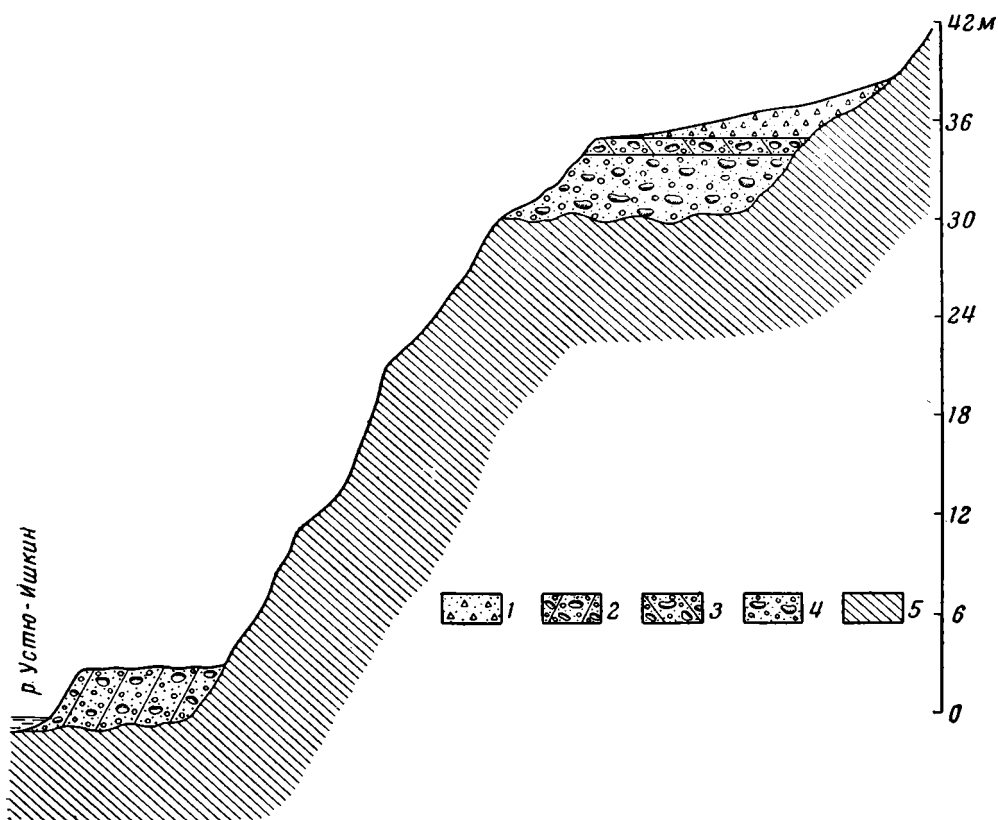
Впервые в Туве эти отложения были описаны как плиоценовые В. П. Еремеевым и Л. Д. Шорыгиной (1955). Часть желто-бурых отложений Л. Д. Шорыгина стала датировать эоплейстоценом (Шорыгина, 1957, 1960).

Рассмотрение эоплейстоценовых отложений начнем с аллювия.

Аллювиальные отложения

Эоплейстоценовые аллювиальные отложения в изучавшемся районе встречаются большей частью в цоколях террас и в террасах высотой от 30 до 100 м. Мощности их колеблются от 2—3 м — в долине р. Устю-Ишкин, до 34 м — в долине р. Могун-Бурени. Характерно, что более или менее значительные скопления этого аллювия встречаются на сравнительно небольших участках останцов цокольных террас, сохраняющих на своей поверхности лишь немногочисленные гальки и валуны.

Остановимся на некоторых разрезах с эоплейстоценовым аллювием. В приведенном в предыдущем разделе разрезе (см. фиг. 12) неогеновые угленосные пески перекрываются с размывом пачкой песков с гальками и валунами (слой 2). Материал этой пачки имеет следы наложенных процессов выветривания, которое проявляется в выветрелости до рыхлого состояния галек и валунов различного состава. Пыльца в этих отложениях не была обнаружена, не найдена также и фауна. Значительные отличия



Фиг. 14. Строение 35-метровой террасы в долине р. Устю-Ишкин:

1 — пролювиальные отложения; 2 — аллювий I надпойменной террасы; 3 — валунный галечник, невыветрелый; 4 — валунный галечник желтовато-буроватый, выветрелый; 5 — нижнепалеозойские сланцы

гранулометрического состава пачки от подстилающих угленосных отложений (наличие галек и валунов) указывает, по-видимому, на определенный перерыв в осадконакоплении, в течение которого изменились рельеф окружающей местности и возможно водность потоков.

Подобные желтовато-бурые выветрелые аллювиальные отложения, представленные валунными галечниками, встречены нами в долинах рек Устю-Ишкин, Устю-Гимате, Могун-Бурени, Алты-Гимате и других.

В долине Устю-Ишкина глубиной около 900 м, в 22 км ниже слияния с р. Чередой, в левом склоне сохранился останец 35-метровой террасы (фиг. 14). В склоне цоколя террасы высотой 30 м обнажаются сильно выветрелые с поверхности обохренные сланцы ордовика. Здесь мы имеем, по-видимому, корни коры выветривания. На выветрелом цоколе залегает галечник с небольшими (до 30—40 см) валунами. Мощность его

4 м. Он имеет такой же, как и весь склон, желтовато-бурый цвет и значительный процент галек и валунов разной степени выветрелости — от плотных галек с охристой коркой на поверхности до рыхлых галек. Большая часть галек и валунов почти не затронута выветриванием; они хорошо окатаны. Этот галечник перекрывается метровым слоем серого галечника с валунами такого же гранулометрического состава, но без всяких следов выветривания. В тыловой части террасы галечник прикрыт слоем пролювиальной щебенчатой супеси.

Выветрелые аллювиальные отложения в долине р. Алаш, в районе бывшего поселка Кызыл-Тайга, впервые описанные Л. Д. Шорыгиной, слагают террасу высотой около 45 м. Они обнажаются на глубину 9 м в небольшом ключе к западу от поселка. Действительную их мощность определить не удалось.

Эти отложения представлены плотным желтовато-бурым галечником, с большим количеством валунов и гравия, с линзами крупно- и среднезернистого песка. Отдельные валуны достигают 1—1,5 м в диаметре. В составе валунов и галек преобладают граниты (светло-серые и розовато-серые мелкозернистые, серые крупнозернистые), порфиристы, сланцы, песчаники. Около половины галек и валунов — гранитные. Окатанность галек и небольших валунов преимущественно хорошая, крупных валунов — слабая. Около 30—40% галек и валунов — выветрелые. Отдельные из них превращены в совершенно рыхлую массу и узнаются лишь по окраске породы.

Характерна отчетливая зависимость степени выветрелости галек и валунов от литологического состава. Наиболее разрушенными являются гальки и валуны хлоритизированных сланцев (около 50% всего выветрелого материала) и крупнозернистых гранитов. Более устойчивы гальки и валуны порфиритов и мелкозернистых светло-серых гранитов. Основная масса невыветрелых и лучше окатанных галек и валунов принадлежит этим породам. Выветрелые валуны и гальки имеют, как правило, коричневатато-бурый (сланцы) и желтовато-бурый цвет, чем определяется и общая окраска всего слоя.

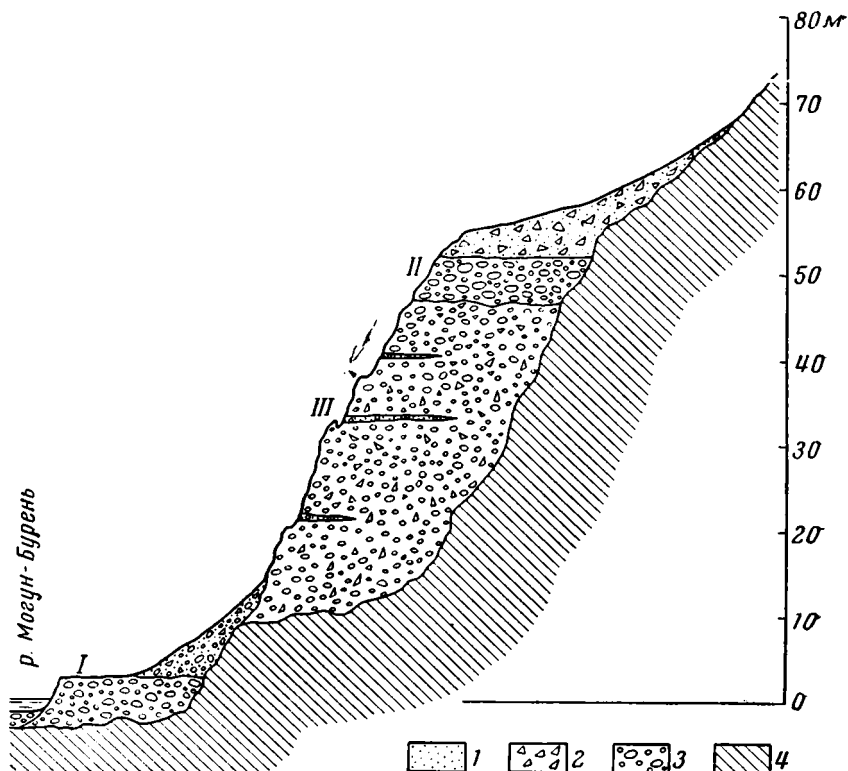
Линзы крупно- и среднезернистого зеленовато-серого песка имеют нечеткую косую слоистость. Песок состоит из слабоокатанных зерен кварца и сильно разрушенных (рассыпающихся в порошок) зерен полевых шпатов и других минералов. Песок содержит гальку размером до 3—5 см.

На юге Западной Тувы аналогичные аллювиальные отложения встречаются в бассейне Могун-Бурени во многих местах.

Так, в долине Могун-Бурени, в правом склоне, в 1,5 км ниже устья р. Устю-Гимате, в уступе террасы высотой 54 м обнажаются (сверху вниз) (фиг. 15):

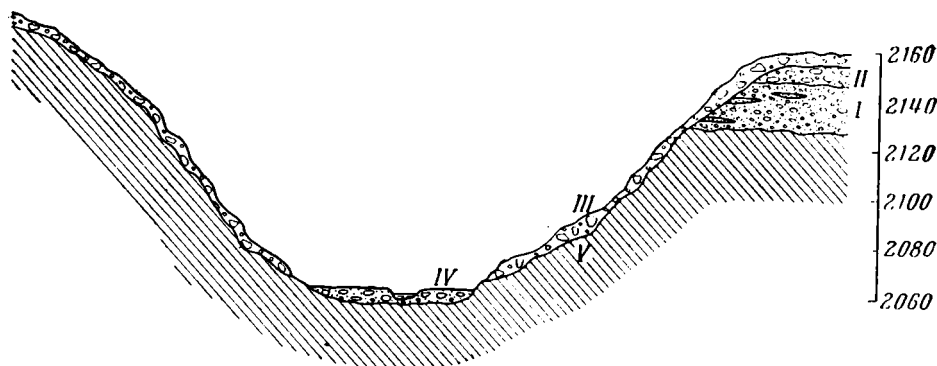
Мощность, м

- | | |
|---|----|
| 1. Супесь серая, сильно щебенчатая; щебень состоит главным образом из метаморфических сланцев и гранитов . . . | 3 |
| 2. Галечник серый, с валунами. Гальки и валуны представлены преимущественно серыми гранитами, песчаниками, сланцами (преобладают граниты). Окатанность материала хорошая и совершенная. Слабо окатанных галек и валунов очень мало. Размеры валунов достигают 0,6—0,7 м. | 5 |
| 3. Галечник желтовато-буроватый, с валунами, сильно обогащенный дресвой и щебнем. Сланцевые и песчаниковые гальки относительно хорошо окатаны, гранитные — несколько хуже. Около 30—40 % галек и валунов — выветрелые до рыхлого состояния. Максимальные размеры валунов составляют 30—35 см. Встречаются отдельные обломки совершенно выветрелых сланцев, которые в таком же состоянии залегают рядом в цоколе этой террасы. В слое встречаются отдельные линзы и прослойки песчаного материала. | 34 |
| 4. Осыпь из отложений слоев 1, 2, 3. | 10 |



Фиг. 15. Разрез четвертичных отложений в долине р. Могун-Бурени:

I — аллювий I надпойменной террасы (верхний плейстоцен); *II* — аллювий нижней половины плейстоцена; *III* — эоплейстоценовый аллювий; 1 — песок; 2 — щебень и древесина; 3 — валуны и галька; 4 — сланцы (Pz)



Фиг. 16. Схематический поперечный профиль долины р. Устю-Гимате:

I — желтовато-бурые аллювиальные галечники с валунами (эоплейстоцен); *II* — серые аллювиальные валунные галечники (нижний и нижняя половина среднего плейстоцена); *III* — морена последнего оледенения (верхний плейстоцен); *IV* — валунные галечники поймы (голоцен); *V* — сланцы (Pz)

В долине р. Устю-Гимате, в 1,5 км выше устья, в левом склоне обнажаются (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Галечник серый, с валунами. Гальки и валуны хорошо окатаны. Они представлены гранитами, песчаниками, сланцами (преобладают граниты). Максимальные размеры валунов достигают 0,6—0,7 м.	около 10
2. Галечник с валунами, слоистый, желтовато-буроватый, аналогичный слою 3 вышеприведенного обнажения из долины Могун-Бурени.	около 20
3. Зеленовато-серые сланцы (Pz), до уреза реки.	65

Около 1 км выше по долине эта террасовидная поверхность перекрывается мореной пепельно-серого цвета, спускающейся до самого русла (обобщенный разрез — на фиг. 16).

Обнажения аналогичных желтовато-бурых выветрелых галечников встречаются выше по долине р. Устю-Гимате (вблизи устья р. Сары-Гимате), по долинам Алты-Гимате, Цузуту-Сай, по долине Могун-Бурени — помимо вышеописанного.

Всюду в этом районе их отличительной особенностью является значительная обогащенность дресвяно-щебенчатым материалом и более мелкий состав валунов, по сравнению с перекрывающим эти отложения слоем невыветрелых валунных галечников.

Очень близкие литологические особенности желтовато-бурых выветрелых аллювиальных отложений в разных долинах, одинаковые взаимоотношения с другими отложениями позволяют считать их одновозрастными. Стратиграфическое положение этих отложений, в связи с отсутствием палеонтологических данных, определяется приближенно по соотношению с другими отложениями.

Залегание желтовато-бурого аллювия на миоцен-плиоценовых угленосных отложениях в Джулу-Кульской котловине (в долине р. Каргы) определяет в известной мере его нижнюю стратиграфическую границу. Что касается верхнего возрастного предела, то палеонтологически охарактеризованные отложения дают слишком большой интервал времени, в течение которого могло происходить формирование желтовато-бурых отложений. Здесь мы имеем в виду отложения II надпойменной террасы долины р. Большой Акхем, содержащие зубы мамонта раннего типа, по определению В. И. Громова. Следовательно, интервал между указанными отложениями, в какой-то мере палеонтологически охарактеризованными, включает примерно верхнюю половину плиоцена и нижнюю — плейстоцена.

Косвенные данные позволяют, однако, ограничить время формирования желтовато-бурых отложений верхней частью плиоцена. К таким данным относится прежде всего выветрелость валунов и галек этих отложений часто до рыхлого состояния и, видимо, обусловленная выветриванием желтовато-бурая окраска отложений.

Е. Н. Шукина (1956), разбирая вопрос об условиях образования древней коры выветривания в Алтайском крае, отмечает, что наиболее молодые продукты выветривания возникли в процессе распада первичной породы на более мелкие, легко ломающиеся куски, а для гранитов — на дресву с одновременным их резким обогащением окислами железа и частично марганца, придавшим им бурую и красно-бурю окраску. По мнению Е. Н. Шукиной, такие продукты выветривания теснейшим образом связаны с накоплением охристых и красноцветных пород конца верхнего плиоцена, почему их следует относить к эпохе плиоценового выветривания.

Мы присоединяемся к такому выводу Е. Н. Шукиной. Именно процессы верхнеплиоценового выветривания обусловили характерные особенности описанных выше отложений — рыхлость и окраску. Эти процессы

не были интенсивными и поэтому имели особенно выраженный избирательный характер, что отчетливо проявилось в разной степени выветрелости пород разного происхождения и состава. По этой причине валуны и гальки наиболее монолитных пород, как видно из приведенных описаний разрезов, практически остались невыветрелыми.

Эта особенность плиоценового выветривания, однако, не всегда учитывается. Выветрелым желтовато-бурым валунным галечникам иногда приписывается более молодой, плейстоценовый возраст, а наличие выветрелого материала в них объясняется переотложением его из третичных отложений (Щукина, 1953).

Помимо отмеченной закономерности — избирательности выветривания, такому объяснению противоречит, во-первых, наличие в аллювиальных толщах совершенно рыхлых галек и валунов и, во-вторых, сильная обогащенность всего материала этих толщ (мощностью до 80 м) гидроокислами железа. Последнее обстоятельство, как нам представляется, никак не может характеризовать плейстоценовый аллювий с переотложенным третичным валунным и галечным материалом, так как в процессе формирования этого аллювия гидроокислы железа оказались бы вымытыми.

Отмеченные особенности характеризующих плиоценовых отложений — их сильная выветрелость и обогащенность гидроокислами железа с несомненностью указывают на специфические климатические условия, существовавшие во время их формирования. Учитывая, что желтовато-бурые аллювиальные отложения, как правило, перекрыты совершенно невыветрелыми, серыми, заведомо плейстоценовыми отложениями, и подстилаются миоцен-плиоценовыми образованиями, можно допустить, что эти специфические климатические условия были характерны для конца третичного времени — для верхнего плиоцена. Эти косвенные данные позволяют, таким образом, приблизительно датировать разбираемые желтовато-бурые аллювиальные отложения эоплейстоценом (верхним плиоценом).

Наличие эоплейстоценового аллювия в террасах высотой всего в 40—50 м (в долинах Устю-Ишкина, Алаша) дает основание отнести и более высокие террасы в этих долинах также к эоплейстоцену. Показательно, что эти высокие террасы почти лишены аллювия; он представлен лишь отдельными разрозненными валунами и гальками наиболее устойчивых к выветриванию пород. При их раскалывании хорошо видна буроватая или охристая оболочка разной толщины.

Такое положение следует, по-видимому, объяснить тем, что эоплейстоценовый аллювий, как показывают сохранившиеся его участки, имел небольшую мощность (в долине Устю-Ишкина — 4 м) и значительный процент выветрелых до рыхлого состояния галек и валунов. Это способствовало смыву атмосферными водами и, возможно, сносу солифлюкционными процессами в ледниковое время большей части аллювиального материала.

В некоторых долинах имеются террасы такой же высоты, как и эоплейстоценовые (40—50 м), но их аллювий не несет следов выветривания и не может, следовательно, считаться эоплейстоценовым (например, в долинах рек Ак-Суг, Барлык и других). То, что равновысотные террасы имеют разный возраст, является характерной особенностью изученной территории.

Проллювиальные отложения

В прибортовых участках котловин Западной Тувы широко распространены предгорные проллювиальные шлейфы. Преобладающим в формировании их были концентрированные временные водные потоки, выносившие большое количество грубого обломочного материала и отлагавшие

его в форме конусов выноса разных размеров. Мощные конусы выноса обычно сливались, образуя обширные предгорные шлейфы. Мощность отложений в таких шлейфах достигает ста и более метров (на крайнем юго-западе Тувы).

Нижние части разрезов пролювиальных отложений, как правило, представлены желтовато- или красно-бурыми и пестро окрашенными щебенчатыми суглинками, супесями и иногда пластичными глинами. Особенно широко эти отложения развиты в прибортовых частях Хемчикской котловины.

Так, на левобережье Хемчика, в пределах развития мелкосопочного рельефа, в районе поселка Актаврак, в пологой балке, рядом с I надпойменной террасой Хемчика мощность рыхлых пролювиальных отложений, по данным бурения, достигает 120 м. Под слоем в 30—35 м серых щебенчатых супесей и суглинков здесь залегает 70—85-метровая толща желтовато- и красно-бурых, зеленовато-серых щебенчатых суглинков и глин, которые предположительно можно отнести к эоплейстоцену. Лежат они на неровной поверхности выветрелых змеевиков и сланцев палеозоя.

Приведем краткое описание разреза одной из скважин, пробуренных Актавракской геологоразведочной партией осенью 1952 г. (скважина № 348, сверху вниз):

	Глубина, м
1. Супесь серая, щебенчатая. Щебенка (размеры обломков до 10 см) представлена главным образом порфиритами зеленовато-серых, темно-синевато-серых оттенков	0—23,40
2. Керна нет	23,40—24,35
3. Супесь серая, щебенчатая.	24,35—35,50
4. Глина желтовато-бурая, желтовато-серая, со щебенкой порфиритов, кварца	35,50—38,80
5. Глина вязкая, желтовато-серого, красного, зеленовато-серого и коричневого цветов, со щебнем (обломки до 10—15 см)	38,80—57,50
6. Глина желтовато-серая, коричневатая, пластичная, со щебенкой	57,50—61,20
7. Глина желтоватого и красноватого цвета, со щебенкой	61,20—77,25
8. Глина коричневого и красно-коричневого цвета, со щебенкой	77,25—88,10
9. Глина серовато-коричневого цвета, со щебенкой	88,10—110,15
10. Глина коричневатого-серого, синевато-серого цвета, с мелкой щебенкой	110,15—117,00

Скважина не вышла из глин.

Севернее поселка Актаврак, в урочище Эдыгей, красно-бурые щебенчатые глины и суглинки залегают под слоем серых щебенчатых супесей и суглинков мощностью всего лишь в 1,5—2 м. Они здесь добывались для производства кирпича во время строительства Актавракского асбестового комбината. По данным Актавракской геологоразведочной партии, глины и суглинки из урочища Эдыгей имеют следующий гранулометрический состав (табл. 3).

Красно-бурые вязкие глины обнажаются под толщей серых щебенчатых супесей в правом склоне долины р. Хонделен, на субмеридиональном участке ее течения. Такие же глины слагают значительный участок обширного пролювиального шлейфа у подножья массива Бай-Тайга, входящего к долине Алаша. И здесь они прикрыты чехлом щебенчатых серых супесей и суглинков.

В указанных пролювиальных отложениях пылцы не оказалось. Возраст их приблизительно определяется по соотношению с охарактеризованными выше эоплейстоценовыми аллювиальными образованиями. По левобережью Хемчика, ниже устья р. Алды-Ишкин, Л. Д. Шорыгина изучила участки пролювиальных шлейфов, где наблюдается налегание желтовато-бурого пролювия на выветрелые аллювиальные желтовато-бурые галечники. Эти пролювиальные отложения Л. Д. Шорыгина относит к эоплей-

Гранулометрический состав красно-бурых глин из урочища Эдыгей
(в вес. %)

Номер шурфа	Номер пробы	Фракции, мм					
		0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
8	30	1,74	26,24	15,96	42,09	5,69	8,28
8	31	4,0	25,54	22,03	38,00	3,42	7,01
8	33	3,04	34,16	16,51	27,89	3,78	6,62
8	28	1,56	11,87	20,48	45,47	8,30	8,32
8	29	4,6	25,47	16,36	24,97	4,11	9,49
7	25	3,85	21,67	20,79	41,72	5,72	6,25
7	23	1,18	6,32	18,53	58,97	4,15	10,85
7	26	5,53	11,73	8,69	12,73	2,36	6,46
7	75	6,81	12,7	10,63	23,50	4,79	11,57
7	21	4,33	14,56	14,48	44,35	8,76	10,52
7	8	8,08	4,64	6,76	32,82	24,19	18,71
1	2	5,62	3,98	8,61	50,02	16,52	15,25

стоцену, подчеркивая в то же время их сходство с третичным пролювием. Однако, по мнению Л. Д. Шорыгиной (Шорыгина, 1957), в большинстве случаев третичный пролювий окрашен в более яркие красно-бурые тона.

Разделение пролювиальных отложений по такому признаку представляется недостаточным. В эоплейстоценовое время, по-видимому, в зависимости от конкретных местных условий происходило большее или меньшее обогащение пролювиальных отложений окислами железа.

В Рудном Алтае, по устному сообщению И. С. Чумакова, широко распространены красно-бурые пролювиально-делювиальные образования. Мощность их достигает 40—50 м. В области развития равнинно-холмистых предгорий и мелкосопочника в ряде долин эти отложения фациально переходят в аллювий, датируемый, по находкам фауны мелких грызунов, верхним плиоценом.

Судя по тому, что пролювиальные желтовато- и красно-бурые образования рассматриваемого района без всякого перерыва переходят обычно в кроющие их неокрашенные пролювиальные отложения, относимые к плейстоцену, можно допустить, что они имеют верхнеплиоценовый, то есть эоплейстоценовый возраст.

О так называемых ледниковых отложениях эоплейстоцена

Ледниковые образования этого возраста на рассматриваемой территории отсутствуют. Вместе с тем на соседней части Горного Алтая желтовато-бурые выветрелые валунные галечники долины р. Кубадру (левого притока Башкауса) Е. Н. Шукина (Шукина, 1953; Попов, 1957) отнесла к морене нижнеплейстоценового — башкаусского, по ее схеме, оледенения. В последней схеме (Шукина, 1960) это оледенение считается ею эоплейстоценовым (см. табл. 1):

В связи с тем, что разрез по долине р. Кубадру явился для Е. Н. Шукиной опорным в построении стратиграфической схемы ледниковых отложений Горного Алтая (в нем Е. Н. Шукиной выделены три разновозрастных горизонта морены) и находится в непосредственной близости к изучавшейся территории, в 1956 г. автор изучил его, в результате чего пришел к иным выводам относительно генезиса отдельных горизонтов этого разреза. Толща желтовато-бурых валунных галечников, по данным

автора, имеет аллювиальное происхождение и эоплейстоценовый (верхнеплиоценовый) возраст, ввиду чего в этом разделе данная толща будет рассмотрена более подробно, а разбор всего разреза долины р. Кубадру и его интерпретация будут сделаны в главе VI.

Приведем характеристику, которую дает башкаусской морене Е. Н. Шукина (1953).

По мнению Е. Н. Шукиной, эта морена представлена охристо-желтыми и желто-бурыми супесями и глинистыми разнотекстурными песками с неравномерно распределенными в них валунами. Преобладают валуны небольших размеров — от 10—15 см до 0,5 м в диаметре, а более крупные валуны встречаются как исключение. Обработанность валунов средняя или плохая. Для этой морены особенно характерно присутствие большого количества выветрелых валунов. Е. Н. Шукина подчеркивает, что валуны известняка превращены в белую мучнистую массу маршаллита, а валуны сланцев — в белые песчано-глинистые породы.

Отмечая, что эта морена содержит также и плотные валуны из пород, не затронутых выветриванием, Е. Н. Шукина считает, что «процессы выветривания происходили до отложения ледником желто-бурой морены, а выветрелые рыхлые породы палеозоя попали в морену, как валуны, в мерзлом состоянии» (Шукина, 1953, стр. 44, разрядка наша.— Н. Е.). Подтверждением такого вывода, согласно Е. Н. Шукиной, является состав морены, свидетельствующий о том, что слагающие ее желтые пески и суглинки являются продуктом переотложения третичных желтоохристых и красновато-бурых песков и глин, а зависимость состава морены от состава третичных отложений позволяет утверждать, что желто-бурая башкаусская морена является наиболее древним горизонтом ледниковых отложений Горного Алтая.

Е. Н. Шукина отмечает, что в нижней части горизонта желто-бурой морены наблюдались включения линз ярко-желтого песка без валунов. Что касается палеонтологических материалов из этой морены, то Е. Н. Шукина указывает на обнаружение О. В. Матвеевой лишь в одном образце 302 пылинки древесной и травной растительности, с преобладанием древесных форм (84%). Среди последних преобладают сосна (75%), представленная родами *Pinus silvestris* и *Pinus sibirica*, ель (21%), береза (4%). Из травных отмечены *Gramineae*, *Carex*, *Chenopodiaceae*, *Compositae*, *Artemisia*, *Caryophyllaceae* и другие.

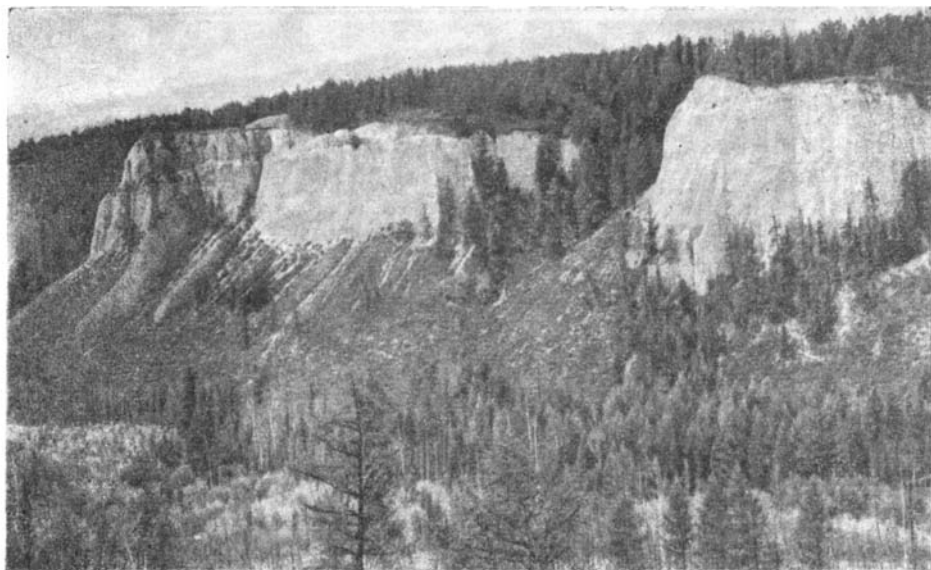
Е. Н. Шукина предполагает, что встреченные в морене пыльцевые остатки растительности являются переотложенными из предледниковых отложений.

В приведенной характеристике обращают на себя внимание особенности толщи, свойственные аллювиальным отложениям и не являющиеся типичными для морен горного оледенения. Это — отсутствие крупных валунов, окатанность валунного материала, наличие линз безвалунного песка, относительно большая концентрация пылицы (302 пылинки в одном образце).

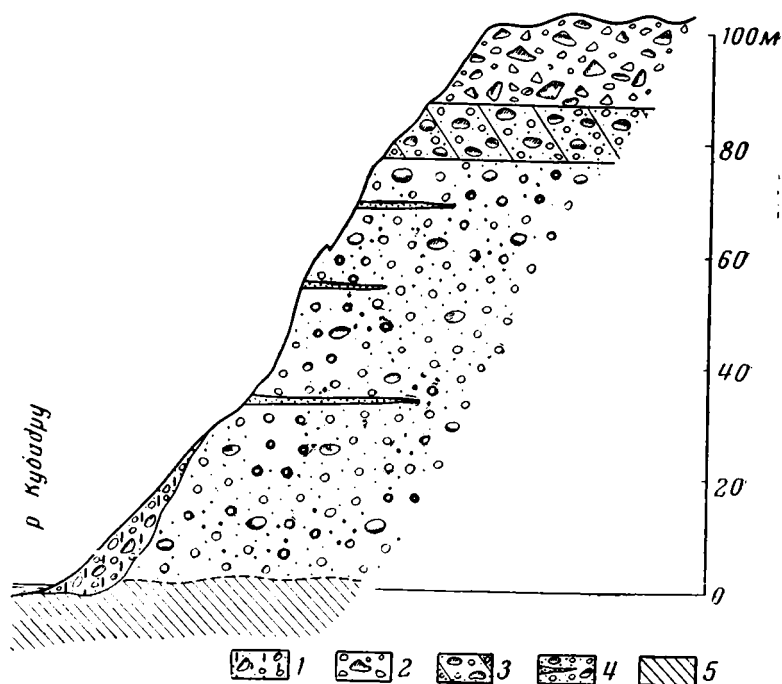
Наши наблюдения позволили выявить дополнительные существенные признаки, характерные для желто-бурой толщи долины р. Кубадру.

Прежде всего толщина, ее видимая максимальная мощность, составляет около 80 м (фиг. 17, 18), представлена не песками и супесями, а валунным галечником с хорошо отмытым песчаным и песчано-гравийным цементом. Глинистой фракции во всей толще почти нет. Видимость ее наличия создает большое количество выветрелого до рыхлого состояния материала галек и валунов, особенно сланцевых.

Гальки и валуны разнообразного состава в основном хорошо окатаны. Около 10—15% из них имеют совершенную окатанность, в то время



Фиг. 17. Общий вид обнажения четвертичных отложений в долине р. Кубадру



Фиг. 18. Строение разреза четвертичных отложений долины р. Кубадру на участке, изображенном на фиг. 17:

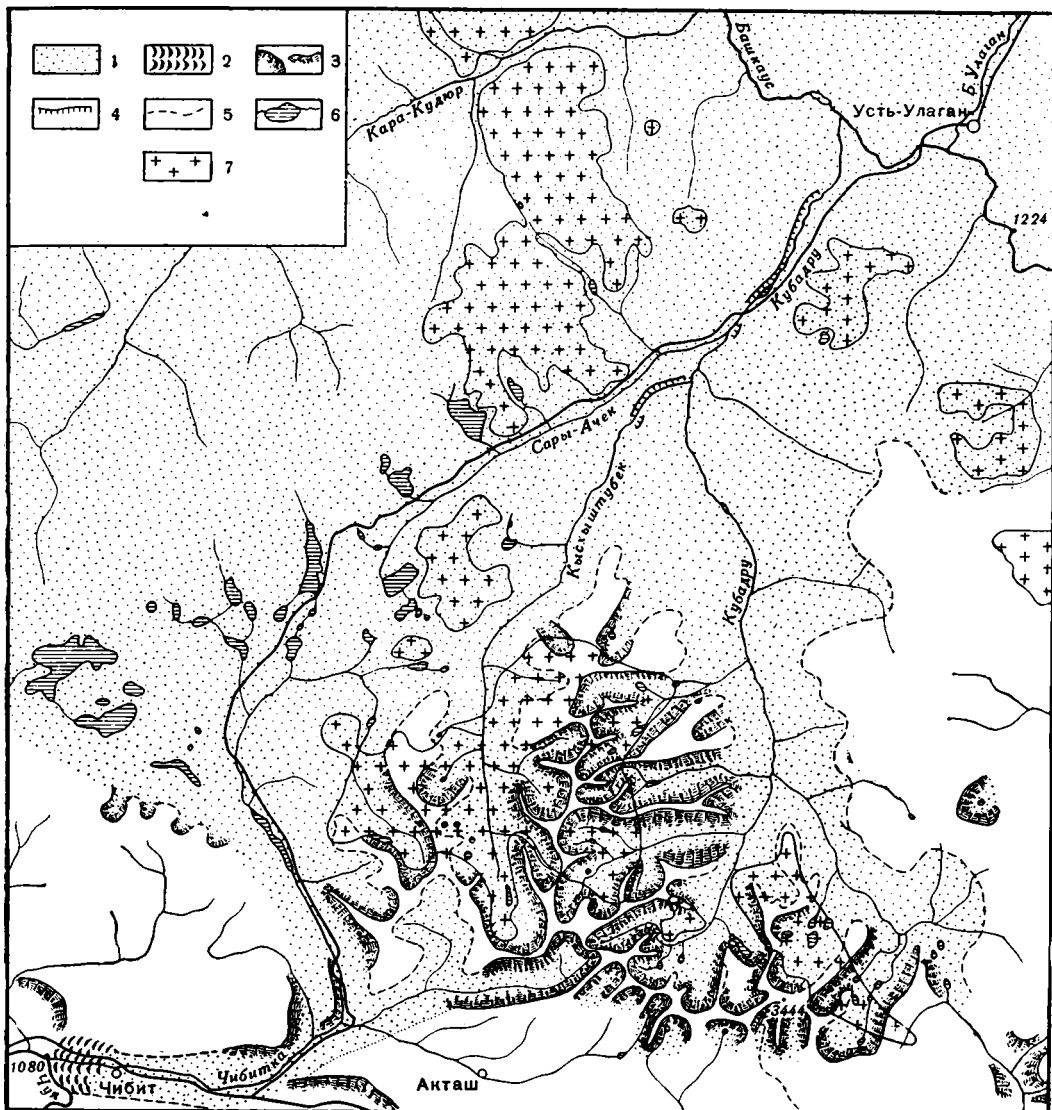
1 — валунный галечник — осыпь (голоцен); 2 — супесь валунная пепельно-серая — морена (верхний плейстоцен); 3 — валунный галечник серый (нижняя половина плейстоцена); 4 — валунный галечник желтовато-бурый — так называемая башкауская морена (эоплейстоцен); 5 — метаморфические сланцы (Pz)



Фиг. 19. Желтовато-бурый валунный галечник долины
р. Кубадру. Деталь обнажения

как неокатанного материала почти нет (фиг. 19.). Степень окатанности валунов и галек отчетливо изменяется вниз по долине: она хуже в обнажениях по р. Кысхыштубек (левому притоку Кубадру), в 11 км от устья Кубадру и значительно лучше в приустьевой части Кубадру.

Характер окатанности материала типично аллювиальный: грани валунов и галек имеют одинаковую обработку, тогда как односторонне обработанные утлогообразные валуны, свойственные в какой-то мере моренам, полностью отсутствуют. Среди валунов и крупных галек преобладает гранитный материал, тогда как мелкий галечник и гравий носят более смешанный характер, в них больше сланцевого материала. В гранитном материале обнажений нижнего участка долины Кубадру плохо или слабо окатанные валуны и гальки полностью отсутствуют, тогда как в сланцевом материале они есть, особенно в мелкогалечниковой и гравийной фракциях. Эти различия в окатанности материала находятся в прямой зависимости от фактора переноса: граниты слагают верховья Кубадру, сланцы — ее среднее и нижнее течение (фиг. 20).

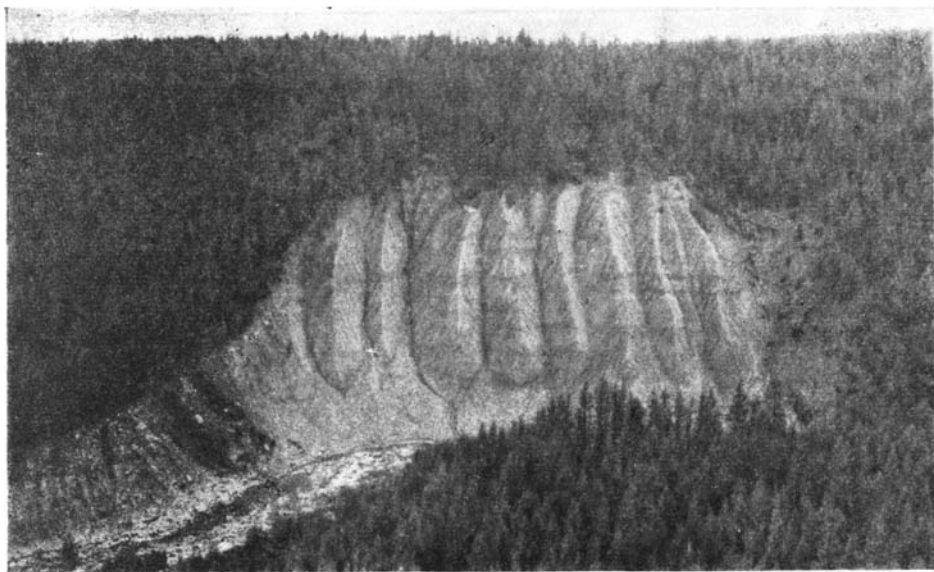


Фиг. 20. Схема гидрографии и распространения льдов второго оледенения в бассейне р. Кубадру:

1 — ледники; 2 — конечные морены; 3 — крутые склоны каров и долин; 4 — основные обнажения желтовато-бурых выветрелых валунных галечников (так называемой башкаусской морены); 5 — граница оледенения; 6 — ледниковые озера; 7 — площади распространения гранитов (по В. И. Тихонову)

Очень показательна для толщи ориентировка плоских галек и валунов. Положение их длинных осей не совпадает в целом с направлением долины, а наклон их против течения создает характерное черепитчатое залегание.

Отмечается очень четкое изменение гранулометрического состава толщи вниз по долине. Так, если в 10—11 км выше устья Кубадру, в обнажениях по Кысхыштубеку встречаются валуны до 1 м в поперечнике, то в обнажениях в приустьевой части долины Кубадру максимальный размер их очень редко достигает 0,5—0,6 м. Здесь преобладают гальки



Фиг. 21. Слоистость желтовато-бурых валунных галечников в обнажении правого склона долины р. Кысхыштубек, в 2 км от устья

и валуны размером от 5 до 30 см при значительном увеличении в составе толщи песчаной и гравийной фракций.

Характернейшим признаком желто-бурой толщи является ее слоистость, обусловленная наличием прослоев и линз песчаного и гравийно-мелкогалечникового материала. Эти линзы и прослои имеют толщину от 10—15 до 50—70 см и длину от 1 до нескольких метров. Они распределены более или менее равномерно во всем разрезе толщи и характерны для всех ее обнажений на протяжении около 10 км.

Слоистость толщи хорошо видна как в наиболее удаленных от устья обнажениях, отличающихся большей грубостью слагающего их материала (фиг. 21), так и во всех других. Несмотря на значительную плотность толща не дает типичных для морены грибообразных пирамид, образующихся при ее размыве, что обусловлено отсутствием цементирующего суглинистого материала и крупных валунов и глыб.

Отмеченные особенности толщи представляют собой характерные, основные признаки аллювиальных отложений и ни в какой мере не являются типичными для морен. Последним свойственны все противоположные признаки — отсутствие или слабое развитие слоистости, преобладание необработанного и слабо обработанного обломочного материала, значительное содержание глинистого материала, наличие крупных валунов и глыб, отсутствие какой-либо дифференциации гранулометрического состава. В пользу аллювиального генезиса рассматриваемой толщи свидетельствует и отмеченная Е. Н. Шукиной значительная концентрация пыльцы.

Нельзя согласиться также и с объяснением Е. Н. Шукиной наличия в желто-бурой толще долины Кубадру сильно выветрелого материала, с ее положением о том, что процессы выветривания происходили до отложения ледником желто-бурой морены, а выветрелые рыхлые породы палеозоя попали в морену, как валуны, в мерзлом состоянии. Представляется невероятной сохранность формы ассимилированных и отложенных ледником выветрелых до рыхлого состояния валунов.

В разбираемой толще выветрелые валуны и гальки рассыпаются, как правило, в дресву. Трудно представить, чтобы такой валун мог сохранить свою форму после переноса его ледником. Если же учесть, что толща содержит до 30% таких валунов и галек и что все они имеют ту или другую степень окатанности и, следовательно, соответствующую форму, то вряд ли можно согласиться с приведенным выше объяснением происхождения выветрелых валунов и галек в толще долины р. Кубадру.

Толща несет на себе четкие следы наложенных процессов выветривания. И только избирательностью выветривания в связи с разнородным литологическим составом отложений можно объяснить такое положение, когда в толще, наряду с выветрелыми до рыхлого состояния гальками и валунами, находятся и совершенно не затронутые выветриванием. При этом наблюдается разная степень выветрелости пород разного петрографического состава.

Большая часть галек и валунов имеет желтовато-бурую оболочку. При раскалывании у многих из них видно постепенное уменьшение яркости окраски и увеличение твердости по направлению к центру. Толщина этой оболочки самая разнообразная. Большая часть гранитного материала с желтовато-бурой оболочкой или без нее сохраняет нормальную твердость, не уступающую твердости галек и валунов молодого аллювия. В то же время встречаются очень мало сланцевых валунов и галек, не затронутых выветриванием.

Выветрелые до рыхлого состояния гальки и валуны совершенной или несовершенной окатанности всегда сохраняют в цементирующем материале толщи свою форму, что с очевидностью свидетельствует о процессах выветривания, происходивших после формирования этих отложений. Этим, однако, не исключается, по-видимому, то, что формирование валунов и галек могло происходить из ослабленных уже выветриванием горных пород. Но твердость этих пород должна была быть достаточной для того, чтобы из обломков могли сформироваться в результате длительной обработки в реке валуны и гальки.

Итак, в долине Кубадру желтовато-бурая толща валунных галечников испытала значительное воздействие процессов выветривания, которые были свойственны верхнему плиоцену (эоплейстоцену). По гранулометрическому составу, желтовато-бурой окраске, значительной выветрелости материала и положению в рельефе эта толща имеет много аналогов в соседних районах как Алтая, так и Тувы, где аллювиальное их происхождение не вызывает сомнений. В верховье Каргы, как отмечалось выше, желтовато-бурые аллювиальные осадки лежат на аллювиальных угленосных отложениях миоцен-плиоценового возраста. По совокупности данных такие отложения мы отнесли к эоплейстоцену (верхнему плиоцену).

Учитывая это, а также то, что в упомянутом Е. Н. Щукиной (1953) образце из толщи долины Кубадру, содержащем пыльцу, наряду с перечисленными выше представителями растительности, были встречены и элементы третичной флоры, которые не вошли в приведенный выше список (устное сообщение О. В. Матвеевой), можно считать, что эта толща имеет эоплейстоценовый (верхнеплиоценовый) возраст.

Значительная мощность желтовато-бурых валунных галечников долины Кубадру (до 80 м) не может приниматься за нормальную мощность аллювия горной реки. Здесь мы имеем дело с наложенными пачками аллювия. Образование его происходило в условиях относительного прогибания участка слабо расчлененного рельефа в бассейне рек Кубадру и Башкауса относительно Курайского хребта, с которого происходил основной вынос обломочного материала (главным образом гранитного). Характерное для аллювия горных рек отсутствие четко выраженной пойменной фации (Шанцер, 1951) обусловило то, что толща наложенных пачек

аллювия состоит только из русловой фации, представленной валунным галечником.

Следует подчеркнуть, что сохранившаяся толща эоплейстоценового аллювия в долине Кубадру не является исключением для бассейна Чулышмана. По самой Кубадру желтовато-бурые гальки встречаются в русле вплоть до слияния правой и левой вершин, то-есть уже в типично троговом участке. Наличие желтовато-бурых галек и валунов прослеживается в русловом аллювии Башкауса (выше устья Кубадру до устья р. Иолду, по-видимому, и выше) и в верховье Чулышмана, где они встречаются и в морене второго оледенения. Это служит показателем того, что в указанных долинах, вернее, по-видимому, в долинах их слабо эродированных притоков, на отдельных участках сохраняется еще выветрелый эоплейстоценовый аллювий, подобный тому, какой известен в долине Кубадру.

На основании приведенного материала по эоплейстоценовым отложениям можно заключить, что нет сколько-нибудь убедительных данных, подтверждающих существование оледенения в это время на рассматриваемой территории. Вместе с тем характер аллювия указывает на существование в эоплейстоцене настоящего горного рельефа, так как крупновалунный аллювий мог формироваться только достаточно мощными горными реками. Не выделяется эоплейстоценовое (равно и нижнеплейстоценовое) оледенение и геологами Всесоюзного аэрогеологического треста, проводившими в течение многих лет геологические исследования в пределах Горного Алтая. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958) считают, что желтовато-бурые отложения долины Кубадру являются стратиграфическим аналогом верхней подсвиты бекенской свиты Чуйской котловины, нижняя подсвита которой охарактеризована верхнеплиоценовой фауной (палюдины типа *Viviparus kujalnicensis-bythinica* Mang). Наш вывод об эоплейстоценовом (верхнеплиоценовом) возрасте так называемой башкаусской морены (Ефимцев, 1958) и вывод указанных авторов, как видим, совпадают.

Однако положение этой «бурой морены» из долины Кубадру в стратиграфических схемах — нашей и указанных авторов (см. фиг. 10, табл. 1) оказывается различным. Включив в четвертичную систему отложения бекенской свиты, которые обычно относятся к верхнему плиоцену, Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1957, 1958) сохраняют вместе с тем четырехчленное деление четвертичной системы по шкале 1932 г. Объединение в нижнеплейстоценовом отделе стратиграфической шкалы 1932 г. верхнеплиоценовых и собственно нижнеплейстоценовых отложений отражает известную непоследовательность авторов и делает их схему трудно сопоставимой с другими региональными схемами.

Этим же страдает и первоначальная стратиграфическая схема Л. Д. Шорыгиной для Западной Тувы (Шорыгина, 1957). В ней к нижнему плейстоцену шкалы 1932 г. отнесены только верхнеплиоценовые бурые (выветрелые) отложения.

ОТЛОЖЕНИЯ НИЖНЕГО И НИЖНЕЙ ПОЛОВИНЫ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

Формирование плейстоценовых отложений происходило в весьма своеобразной обстановке. Прежде всего оно шло в условиях уже резко расчлененного рельефа и интенсивного проявления ледниковых явлений. Эти два фактора обусловили значительную в общем грубость плейстоценовых отложений и большое разнообразие их литологических особенностей. В глубоких горных долинах нередко можно встретить, например, рядом грубый несортированный песчано-суглинистый материал морены с огромными плохо обработанными валунами, тонкие горизонтальнослоистые

озерные осадки и валунные галечники аллювиального или флювиогляциального происхождения.

Для плейстоценовых отложений характерно также отсутствие признаков третичного выветривания, преобладание исключительно серых тонов окраски и сравнительно небольшие (кроме ледниковых отложений) мощности. Имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет достаточно четко провести разделение плейстоценовых отложений в возрастной последовательности на доледниковые, ледниковые и им синхронные. К доледниковым отложениям относятся образования нижнего и примерно нижней половины среднего плейстоцена, к ледниковым и им синхронным — отложения верхней половины среднего и верхнего плейстоцена стратиграфической схемы В. И. Громова (1957). Данными для более подробного расчленения мы не располагаем. Из отложений нижнего и нижней половины среднего плейстоцена остановимся только на наиболее распространенных генетических типах — аллювиальных и пролювиальных образованиях.

Аллювиальные отложения

Для аллювиальных отложений этого возраста характерна ограниченность распространения, объясняемая значительной эрозийной деятельностью рек во время наступившего позже оледенения, в результате которой доледниковые террасы IV и III в значительной мере были уничтожены.

IV и III надпойменные террасы в среднем имеют высоты 45—50 и 20—30 м. Они фрагментарно сохранились в долинах рек Хемчик, Барлык, Талайлык, Алаш, Ак-Суг и других. Аллювий их, представленный преимущественно валунным галечником и галечником, имеет, как правило, незначительные мощности, измеряемые единицами метров. Лишь в отдельных случаях — в долинах Талайлыка и Шуя нам пришлось наблюдать мощности аллювия в 15 м и больше. Размеры валунов в аллювии не превышают, как правило, 1 м в диаметре.

Характерной особенностью аллювия IV и III надпойменных террас во многих долинах (Ак-Суга, Мунгаш-Ака, Алаша, Хемчика и других рек) является менее грубый состав его, по сравнению с аллювием II и I надпойменных террас, синхронных оледенению. Это особенно хорошо выражено в долине Хемчика, выше устья Алаша. Здесь маломощный аллювий 25-метровой террасы представлен только хорошо окатанным галечником при отсутствии валунов. В то же время в аллювии II и I надпойменных террас высотой соответственно 8 и 4 м здесь участвует большой процент валунов размером до 0,5 м.

Для IV и III надпойменных террас весьма показательно наличие чехла пролювиальных отложений. Мощность пролювия в зависимости от ширины террасы колеблется в тыловой части в среднем от 2—3 до 10—12 м. Поскольку останцы IV надпойменной террасы пользуются очень ограниченным распространением и имеют обычно небольшие площади, пролювиальный покров наблюдается преимущественно на III надпойменной террасе.

Аллювий IV и III надпойменных террас обычно не несет на себе следов выветривания и обогащения гидроокислами железа. Однако аллювий этих террас в некоторых долинах имеет в своем составе легко разрушающиеся валуны и гальки. Такой аллювий можно наблюдать, например, в III надпойменной террасе Талайлыка и Шуя, в бассейне Хемчика. В долине Талайлыка, в 4,5 км от устья, в правом склоне, под слоем мощностью 5 м сильно щебенчатой серой пролювиальной супеси обнажается серый, сильно валунный галечник, с песчано-гравийным рыхлым заполнителем. Валуны и гальки, преимущественно гранитного состава, имеют хорошую и совершенную окатанность. Максимальный размер валунов составляет 1,5 м.

Встречаются валуны и гальки значительно ослабленные выветриванием, разрушающиеся при ударе молотком. Мощность слоя 15 м.

Валунные галечники лежат на неровной поверхности палеозойских песчаников, обнажающихся до уреза воды на 10 м.

Обогащенность валунного галечника выветрелым материалом следует, по-видимому, объяснять формированием этих отложений в значительной мере за счет размыва корней мезозойско-третичной коры выветривания. В процессе аллювиальной переработки обломков исходного материала из них сохранились, естественно, те, которые обладали еще достаточной прочностью.

В затронутых выветриванием валунах и гальках после их переотложения продолжались процессы дальнейшего их разрушения. Только этим, очевидно, можно объяснить нахождение в аллювии Талайлыка и Шуя легко разрушающихся валунов и галек.

В отдельных частях рассматриваемой территории аллювиальные отложения IV и III надпойменных террас подстилаются эоплейстоценовым аллювием. В разделе об эоплейстоценовых отложениях такие взаимоотношения уже отмечены в описанных выше обнажениях по долинам Устю-Ишкина, Могун-Бурени, Устю-Гимате (см. фиг. 14—16) и других. Аналогичные взаимоотношения известны и на соседних территориях Тувы и Алтая. Приведем некоторые примеры.

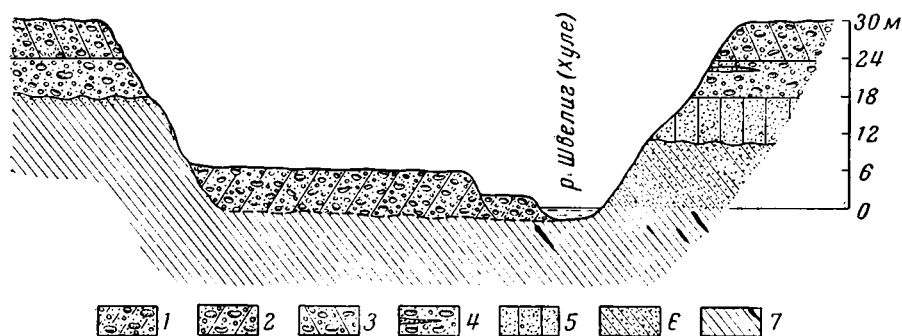
В долине р. Швелиг (Хуле) в хребте Западной Танну-Ола С. Л. Кушевым (1957), Л. Д. Шорыгиной (1960) и Л. П. Александровой описаны третичные отложения. В 1956 г. у выхода этой долины из хребта, в левом ее склоне, на абсолютной высоте около 1000 м, в останце 30-метровой террасы мы наблюдали следующее строение аллювия (сверху вниз) (фиг. 22).

Мощность, м

1. Валунный галечник серый, с хорошо окатанными гальками и валунами. Встречаются валуны размером до 1 м. Преобладающий состав — песчаники, аргиллиты. В аллювиальном горизонте почвы, на глубине в среднем от 0,3 до 1 м гальки и валуны покрыты довольно толстой (до нескольких миллиметров) белой известковой коркой. Контакт с нижележащим слоем — почти горизонтальный 6
2. Валунный галечник коричнево-бурый, с хорошо окатанными гальками и валунами. Много галек (около 15—25%) выветрелых, разрушающихся в руках до дресвы и песка. Валун достигают 0,7 м в поперечнике. Контакт с нижележащим слоем — также почти горизонтальный 6
3. «Валунный галечник» желтовато-буроватый, выветрелый в основной массе до рыхлого состояния. Положение галек и валунов и их размеры узнаются лишь по их контурам в связи с различной окраской. Серые разности песчаников превратились в желтые, желто-бурые, красновато-бурые. Первоначальную окраску сохраняют лишь гальки и валуны фиолетовых аргиллитов и алевролитов. Многие из них почти не утратили своей первоначальной твердости и являются по существу единственным твердым компонентом в этом слое. Размер «валунов» достигает 0,8 м. 7
4. Алевролиты фиолетовато-темно-серые, сильно дробленные, в отдельных местах выветрелые до рыхлого состояния (Pz). Видимая мощность до уреза 10

В Горном Алтае, в долине Кубадру, на описанных выше желтовато-бурых валунных аллювиальных галечниках, датируемых нами эоплейстоценом, на участке левого склона долины протяженностью около 300 м (ниже моста через Кубадру) залегает пачка серых валунных галечников мощностью 10 м (фиг. 18, 23). Их отличие от нижележащих заключается в том, что они не несут каких-либо следов выветривания и имеют более грубый состав.

Встречающиеся в этой лачке отдельные желтовато-бурые, ослабленные выветриванием валуны и гальки, ассимилированы из нижележащей толщи. Валуны в ней достигают 1 м в поперечнике, тогда как в нижележащей желтовато-бурой толще на этом участке они не превышают 0,6—0,7 м. Все остальные особенности этих валунных галечников не отличаются существенно от нижележащих (охарактеризованных выше), что позволяет считать их также аллювиальными.



Фиг. 22. Строение аллювиальных отложений долины р. Швелиг (Хуле), у выхода ее из хребта Танну-Ола:

1 — валунные галечники поймы (голоцен); 2 — валунные галечники I надпойменной террасы (верхняя половина плейстоцена); 3 — валунные галечники серые (нижняя половина плейстоцена); 4 — валунные галечники желтовато-бурые, выветрелые (эоплейстоцен); 5 — валунные галечники желтовато-бурые, выветрелые до рыхлого состояния (неоген?); 6 — палеозойские песчаники и алевролиты, выветрелые до рыхлого состояния; 7 — палеозойские песчаники и алевролиты

Таким образом, на горных участках Тувы и Алтая протяженностью около 350 км, в определенных морфологических условиях (обычно у подножий хребтов) наблюдается наложение невыветрелых плейстоценовых аллювиальных отложений на эоплейстоценовые.

Стратиграфическое положение аллювиальных отложений IV и III надпойменных террас, ввиду отсутствия в них палеонтологических находок, определяется по соотношению с более древними и с более молодыми отложениями. Залегание аллювия IV и III надпойменных террас на выветрелых эоплейстоценовых аллювиальных отложениях (см. фиг. 15 и 23), а также более низкое, по сравнению с эоплейстоценовыми, положение этих террас в отдельных долинах позволяет определять нижний возрастной предел основанием нижнего плейстоцена.

К III надпойменной террасе отчетливо прислоняются II и I террасы. Возраст II надпойменной террасы высотой в среднем 12—15 м определяется нахождением в ее аллювии зубов мамонта раннего типа (определение В. И. Громова). По данным В. И. Громова (1948, 1957₁), этот представитель верхнепалеолитического комплекса фауны существовал во второй половине среднего плейстоцена, почему отложения, содержащие его остатки, не могут иметь возраст древнее середины среднего плейстоцена.

Исходя из сказанного, считаем возможным относить аллювий IV и III надпойменных террас к нижнему плейстоцену и нижней половине среднего плейстоцена.

Такое обобщенное определение возраста указанных террас объясняется, помимо отсутствия палеонтологических данных, также и тем, что эти террасы не всегда хорошо обособляются друг от друга. В случае, когда они расположены не рядом, трудно бывает зачастую установить, какая это — IV или III терраса. Высотное положение их не всегда выдер-



Фиг. 23. Обнажение эоплейстоценовых и нижнеплейстоценовых аллювиальных валунных галечников в левом склоне долины р. Кубадру, в 8 км от устья:

А — желтовато-бурые валунные галечники (так называемая башкаусская морена); Б — серые валунные галечники нижней половины плейстоцена

живается. Это видно хотя бы из такого сравнения. Эоплейстоценовая терраса Алаша у массива Бай-Тайга имеет высоту 45 м, а IV надпойменная терраса нижнеплейстоценового возраста в долине р. Барлык — 50 м.

Пролувиальные отложения

Пролувий нижнего и нижней половины среднего плейстоцена иногда значительной мощности (до 40 м) вместе с подстилающим его эоплейстоценовым пролувием образуют обширные конусы и шлейфы, которые занимают большие площади межгорных котловин и расширенных участков некоторых долин.

Поскольку периферические части пролувиальных конусов и шлейфов в долинах рек в большинстве случаев оказываются подрезанными реками,

то наблюдать сравнительно более тонкозернистые фации пролювия в обрывах обычно не приходится. Обнажаются в большинстве случаев средние участки конусов и шлейфов, где пролювиальный материал представлен по преимуществу крупно- или мелкощебенчатыми суглинками и супесями, преобладающий серый и темно-серый цвет которых определяется окраской исходного материала.

Для пролювиальных отложений характерны преобладание слабо- и почти необработанного древесно-щебенчатого материала и отчетливая слоистость, выражающаяся в чередовании слоев разного гранулометрического состава, что обусловлено значительными колебаниями водности временных потоков.

Насыщенность пролювия глыбовым и щебенчатым материалом, степень его окатанности находятся в прямой зависимости от условий формирования конусов и шлейфов и, в первую очередь, от величины бассейна и уклона временных водотоков, которые выносили обломочный материал, а также крутизны склонов долин этих водотоков.

Естественно, что наиболее благоприятные условия для формирования пролювиальных шлейфов были в прибортовых частях котловин, особенно Хемчикской. Однако следует отметить, что мощность пролювия нижнего и нижней половины среднего плейстоцена здесь невелика, она не превышает 25—30 м. В то же время пролювиальные отложения эоплейстоценового времени, по данным бурения, достигают 100 м мощности и, по-видимому, больше. Эти соотношения важны для выяснения времени проявления значительных тектонических движений, обусловивших образование основных черт рельефа изучавшейся территории.

Рассматриваемые пролювиальные отложения залегают, как правило, на желтовато-бурых эоплейстоценовых аллювиальных и пролювиальных образованиях, а также на одновозрастных с ними аллювиальных. Такие взаимоотношения их можно наблюдать в долинах Хемчика, Алаша, Хонделена, Каргы и других рек. Они в свою очередь в некоторых местах перекрываются конечными моренами первого и второго оледенения (ледников долин рек Узун-Оюк, Толайты, Арта-Шигетей, Асхатиин-Гол на крайнем юго-западе Тувы). Эти взаимоотношения и позволяют относить разбираемые пролювиальные отложения к нижнему и нижней половине среднего плейстоцена.

Ледниковые отложения нижней половины плейстоцена на рассматриваемой территории отсутствуют.

ОТЛОЖЕНИЯ ВЕРХНЕЙ ПОЛОВИНЫ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

Из отложений этого возраста рассмотрим наиболее распространенные генетические типы — аллювиальные, пролювиальные и все образования ледникового и водно-ледникового происхождения.

Аллювиальные отложения

Аллювиальные отложения этого возраста слагают или покрывают цоколи II и I надпойменных террас, сильно отличающихся одна от другой по занимаемой ими площади в долинах.

В отличие от I, II надпойменная терраса сохранилась лишь небольшими участками и во многих долинах обнаруживается с трудом. Высота ее в среднем составляет в долине Хемчика около 8—10 м, а в долинах его притоков 12—15 м. Однако в этом имеются некоторые отклонения. Например, у выхода Алаша из узкой долины в широкую долину Хемчика высота II надпойменной террасы составляет 20 м. Она постепенно снижается в приустьевой части Алаша.

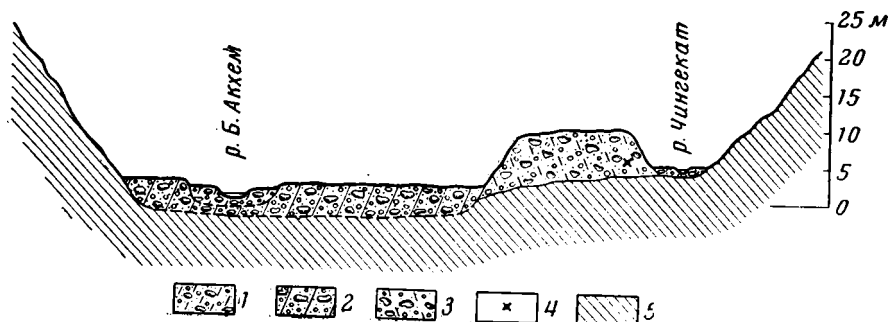
Аллювий II надпойменной террасы представлен по преимуществу серыми валунными галечниками. Размеры и содержание валунов в них варьируют в зависимости от морфологии долин и величины водотоков и в значительной мере от литологии (валуны сланцев встречаются редко). Валунные более 1 м в диаметре в аллювии этой террасы наблюдать не приходилось.

Наибольшее развитие II надпойменная терраса имеет в среднем течении Барлыка. Здесь она занимает меньшую площадь, по сравнению с I надпойменной террасой, имеет высоту 12—15 м и является в большинстве случаев эрозионно-аккумулятивной.

Эта терраса прослеживается небольшими останцами и по левому притоку Барлыка — Большому Акхему. По левобережью Большого Акхема, у устья р. Чингекат II надпойменная терраса сложена валунными песками и супесями (фиг. 24). У поселка Чингекат в этих аллювиальных отложениях на глубине около 7 м местными жителями в 1956 г. были найдены два зуба мамонта, а несколько раньше — в долине Чингеката, в 1 км от поселка — бивни мамонта. Из зубов сохранился лишь один. В. И. Громов определил его принадлежность к *Mammuthus primigenius* (Blum.) раннего типа. Эта находка позволяет, таким образом, примерно определять возраст II надпойменной террасы верхней половиной среднего плейстоцена (см. табл. 1).

I надпойменная терраса, за редкими исключениями, занимает по площади господствующее положение в долинах. Высота ее колеблется в среднем от 3—4 до 8—10 м; в большинстве долин она составляет 4—6 м. При этом не отмечается большой разницы в высоте этой террасы в долинах рек, расположенных в горах и котловинах. Так, в горной части долины Алаша I надпойменная терраса имеет высоту в среднем 6—8 м, а в долине Хемчика, в одноименной котловине — 5—7 м. Больше того, в некоторых долинах горного обрамления Хемчикской котловины I надпойменная терраса имеет такую же высоту, как и терраса Хемчика в котловине, и даже несколько меньшую. Например, I надпойменная терраса Барлыка, Ак-Суга, Мунгаш-Ака и других рек составляет всего 3—5 м. Несколько повышается I надпойменная терраса (до 10—12 м) только вблизи конечных морен второго оледенения, с которыми она четко смыкается. И лишь в одном случае — в верховьях Алаша — высота ее вблизи конечной морены достигает 50 м. Однако в таких случаях эта терраса сложена флювиогляциальными отложениями, которые рассматриваются ниже.

Аллювий I надпойменной террасы, так же как и II, представлен по преимуществу валунным галечником с песчаным и песчано-гравийным за-



Фиг. 24. Схематический поперечный профиль долины р. Большой Акхем в приустьевой части ручья Чингекат:

1 — валунный галечник поймы; 2 — валунный галечник I надпойменной террасы; 3 — валунный галечник II надпойменной террасы; 4 — положение зубов мамонта; 5 — метаморфические сланцы (Pz)



Фиг. 25. Гранитные валуны в аллювии I надпойменной террасы р. Алаша, вынесенные его левым притоком — р. Делег-Холь

полнителем, то есть по существу одной русловой фацией. Характерно почти полное отсутствие линз и прослоев песчаного и песчано-суглинистого состава. Валуну и гальки обычно отличаются хорошей окатанностью. Лишь обильное обогащение аллювия за счет материала осыпей или пролювия увеличивает процент слабо окатанного материала в нем. Короткие притоки с большим падением русла и иным литологическим составом пород в бассейне нередко обогащают аллювий крупных рек более грубым слабо обработанным материалом (фиг. 25). Резко возрастает грубость материала аллювия в районах развития гранитов и других интрузивных пород. Валуну в аллювии здесь обычно достигают 1—2 м в поперечнике.

Наличие валунов таких размеров в аллювии этой террасы нередко служит поводом для реконструкции более древнего оледенения, чем последнее. Поскольку, однако, эти вопросы больше связаны с флювиогляциальными отложениями, то и рассмотрение их будет сделано при характеристике последних.

Пойменная фация аллювия I надпойменной террасы значительно развита лишь в пределах Хемчикской котловины и, главным образом, в долине Хемчика. Но и здесь она имеется далеко не на всей площади этой террасы, представлена преимущественно супесями и отчасти суглинками.

Мощность аллювия I надпойменной террасы варьирует в значительных пределах. В горных частях Западной Тувы она нередко составляет 1—3 м (на отдельных участках долин Барлыка, Устю-Ишкина, Алды-Ишкина и других рек), достигая в то же время 8—9 м (в долине Алаша). В районе устья Алаша мощность валунных галечников в русле Хемчика, по материалам Н. И. Парвицкой, А. В. Крюкова, В. П. Исаева, составляет около 2 м. Учитывая среднюю высоту I надпойменной террасы здесь (7—8 м), глубину Хемчика (1,5 м), а также отсутствие коренного цоколя террасы в естественных обнажениях на этом участке, мощность аллювия террасы приближенно можно определить в 10—12 м.

В этой же долине Хемчика, по левобережью, недалеко от поселка Кызыл-Мажалык Актавракская геологоразведочная партия производила бу-

ровые работы на асбест. По материалам А. В. Капиноса, три скважины (406, 407 и 412), заложенные на I надпойменной террасе недалеко от тыловой ее части, показали мощность аллювия соответственно 22,6; 7 и около 27 м. Аллювий, представленный валунными галечниками, во всех трех случаях залегает на коренных породах — зеленовато-серых змеевиках.

Фаунистические находки из отложений I надпойменной террасы на рассматриваемой территории неизвестны. Однако то обстоятельство, что аллювий этой террасы занимает промежуточное положение между аллювием II надпойменной террасы (с *Mammuthus primigenius* (Blum) раннего типа) и аллювием поймы, дает основание относить время его формирования к верхнему плейстоцену. Не противоречит этому и отмеченная выше синхронность аллювия I надпойменной террасы конечным моренам второго (последнего) оледенения.

Л. Д. Шорыгина (1957, 1960), основываясь главным образом на материале долины Енисея, выделяет нижний комплекс речных террас, который состоит из двух-трех террасовых уровней высотой в долине Енисея от 6—12 до 20—25 м. В бассейне Хемчика этому комплексу, на наш взгляд, отвечает I надпойменная терраса, так как здесь она не может объединяться в комплексе ни с какими другими террасами. Основываясь на находках костей мамонта позднего типа и шерстистого носорога в русле р. Элегест, на участке его верхнего течения, в карьерах среди отложений нижнего комплекса террас, Л. Д. Шорыгина первоначально считала возможным относить этот комплекс террас и сопряженные с ним конечные морены последнего оледенения к верхнему плейстоцену.

Однако в последней работе Л. Д. Шорыгина (1960) относит к верхнему плейстоцену только часть террас нижнего комплекса, считая, что верхняя терраса, смыкающаяся с моренами последнего оледенения, должна относиться к верхней половине среднего плейстоцена (нижнего, по схеме В. И. Громова, 1957, табл. 1). Вместе с тем Л. Д. Шорыгина (1960) считает, что находки мамонта раннего типа в аллювии средних террас и синхронных ему междуморенных отложениях, подстилающих верхний горизонт морены, указывают на принадлежность этих осадков к верхней половине среднего плейстоцена.

По нашим материалам, как это указано выше, к верхней половине среднего плейстоцена относится II надпойменная терраса с остатками *Mammuthus primigenius* (Blum.) раннего типа, которая не сопрягается с конечными моренами последнего оледенения (второго оледенения, по нашей схеме), почему эти морены и синхронная им I надпойменная терраса не могут относиться к верхней половине среднего плейстоцена. На территории Восточной Тувы, по данным И. С. Гудилина, А. Л. Додина, И. Г. Нордега (1952), аллювий террас, синхронных хорошо сохранившимся конечным моренам, включает в себе фауну верхнепалеолитического комплекса [(*Mammuthus primigenius* (Blum.), *Coelodonta antiquitatis* (Blum))].

Пролувияльные отложения

Пролувий верхней половины среднего и верхнего плейстоцена в большинстве случаев выделяется достаточно отчетливо. Там, где II и I надпойменные террасы вложены в более древние аллювиальные или пролувиальные отложения, придолинные пролувиальные конуса, сопрягаясь с ними, как с базисом, также оказываются вложенными. Распространение их по площади, по сравнению с более древними, в этих случаях более ограниченное. В долинах, где эти террасы не врезаны в более древнее днище в связи с особенностями тектонического развития района (что имеет место, например, в верхнем участке долины Каргы, ниже притока Уюк-Хем, в некоторых местах Хемчикской котловины), обширные пролувиаль-



Фиг. 26. Гранитный глыбовый элювий междуречья Хемчика и Чиндозына

ные шлейфы имеют наложенный характер. По составу и строению пролювиальные отложения этого возраста существенно не отличаются от более древних.

На склонах долин и многих водораздельных участках хребтов рассматриваемой территории широко распространен глыбовый элювий — продукт нивальных процессов (фиг. 26). Эти процессы протекают и в настоящее время, однако во время оледенения они, по-видимому, проявлялись с большей интенсивностью. Хотя прямые доказательства этого у нас отсутствуют, мы условно принимаем это положение и относим образование крупноглыбового элювия к верхней половине среднего и верхнему плейстоцену.

Ледниковые отложения

Одна из наиболее характерных черт рассматриваемого горного района, как это подчеркнуто во введении к настоящей работе, — это интенсивное проявление ледниковых явлений в четвертичный период. Следы, оставленные оледенением, имеют повсеместно (за небольшими исключениями) прекрасную сохранность. Разнородность литологического состава пород, слагающих ледниковые районы, благоприятствовала изучению отложений ледникового комплекса. Наиболее высокие участки хребтов и массивов, служившие основными центрами питания ледников, сложены, как правило, гранитами. Гранитный материал выносился ледниками на обширные территории, сложенные осадочноэффузивными толщами палеозоя. Диагностика эрратического материала и направлений движения ледниковых масс этим сильно облегчалась.

Благоприятным обстоятельством следует считать и то, что ледниковые отложения изучались на достаточно обширной и разнородной по морфологии территории с разнообразными палеогеографическими условиями. Это позволило наблюдать закономерности проявления древнего оледенения на площади протяженностью около 250 км, как по длине, так и по широте. Ледниковые образования изучались более, чем в шестидесяти ледниковых долинах бассейнов Енисея, Оби и бессточных котловин Монгольской Народной Республики.

В пределах изучавшейся территории особенно ярко выражены такие аккумулятивные ледниковые образования, как конечные и береговые морены. По ним, в основном, восстановлены масштабы распространения оледенения, нашедшие выражение в составленной нами карте оледенения (фиг. 27).

Конечные морены

Большая часть ледниковых долин рассматриваемой территории имеет по одной конечной морене. Характерный бугристо-грядовый рельеф конечных морен отличается очень хорошей сохранностью. Амплитуда его достигает 15—20 м и нередко больше (фиг. 28). Между буграми и грядами самой различной ориентировки располагаются западины разных размеров, часто заполненные водой. Многие из них, небольшие по диаметру, имеют форму воронок с очень крутыми склонами (до 45° в районе к югу от оз. Кара-Холь). Образование их, по общему мнению исследователей, вызвано термокарстовыми процессами.

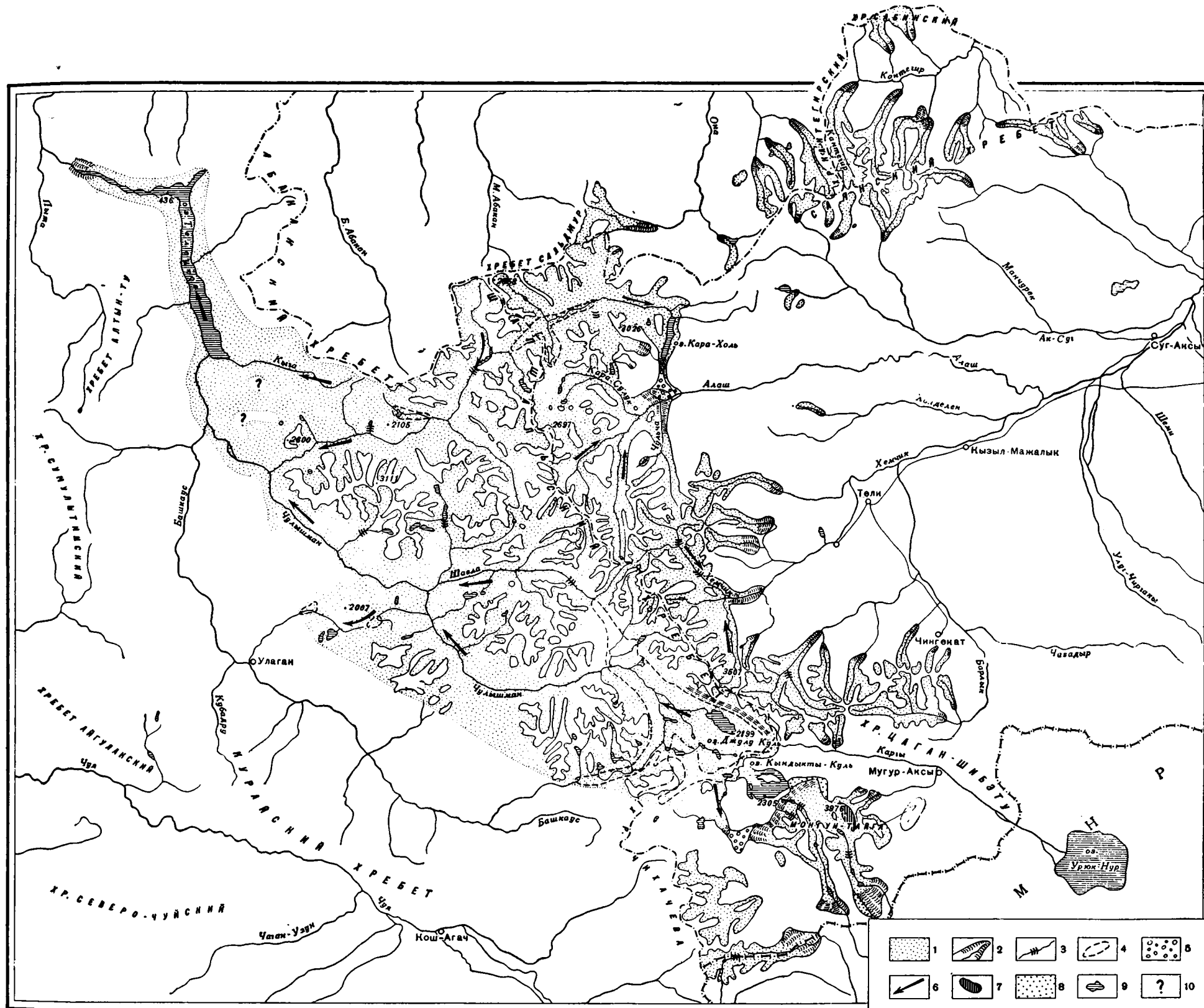
Конечные морены обычно представляют собой более или менее обширные поля и в редких случаях имеют классическую форму вала. В зависимости от морфологических условий, а также от размеров и динамики ледников конечные морены имеют разные площади и мощности. В этом отношении конечные морены, оставленные ледниками в узких долинах (фиг. 29), резко отличаются по размерам от морен, оставленных ледниками предгорий. Конечные морены узких долин занимают обычно небольшие площади, их объемы также бывают невелики, что находится в явном несоответствии с масштабами оледенения этих долин. Мощности таких морен составляют в среднем 40—60 м (в долинах Хемчика, Шуя, Мунгаш-Ака), редко достигая 100—125 м (в долине р. Улуг-Оруг). Такие морены нередко подпруживают озера (см. фиг. 35).

Конечные морены, оставленные ледниками, выходящими в предгорья или в расширенные участки долин, занимают обширные площади. Так, например, конечные морены предгорных ледников южного и западного склонов массива Монгун-Тайга, а также долины Асхатиин-Гол в хребте Чихачева занимают площади до 10 км². В расширенных участках долин Кара-Холя (правого притока Кантегира), Чульчи (в бассейне Алаша) конечноморенные накопления имеют протяженность около 7 км при ширине 1—2 км и видимой мощности 30—50 м.

Рельеф конечных морен некоторых долин южного склона массива Монгун-Тайга и долины Асхатиин-Гол не отличается сильной бугристостью. Здесь полностью отсутствуют моренные озера. Это находится, очевидно, в прямой зависимости от особенностей таяния льдов в условиях очень засушливого климата этой пограничной с Монголией территории.

Наблюдается закономерное повышение уровня конечных морен по направлению с северо-запада на юго-восток, что обусловлено главным образом климатическими условиями — возрастанием сухости климата в этом направлении. Так, конечные морены в верховьях Кантегира и Алаша располагаются на уровнях от 1250 до 1500 м, тогда как на крайнем юго-западе Тувы — от 1800 до 2300 м. Однако высотное положение конечных морен на отдельных участках варьирует в значительных пределах. Например, конечные морены ледников северного склона Саянского хребта, в бассейне верхнего Кантегира, располагаются на уровнях от 1250 м (в верховье Кантегира) до 1450 м (в долине р. Тасли).

Кроме этих хорошо сохранившихся морен на крайнем юго-западе Тувы встречаются участки очень сильно денудированной морены. Хороший пример такой морены можно наблюдать в пределах огромного моренного поля предгорного ледника долины р. Толайты, прорезающей южный склон массива Монгун-Тайга. Здесь поле конечной морены по



Фиг. 27. Карта верхнеплейстоценового (последнего) оледенения Западной Тувы и восточной части Горного Алтая:

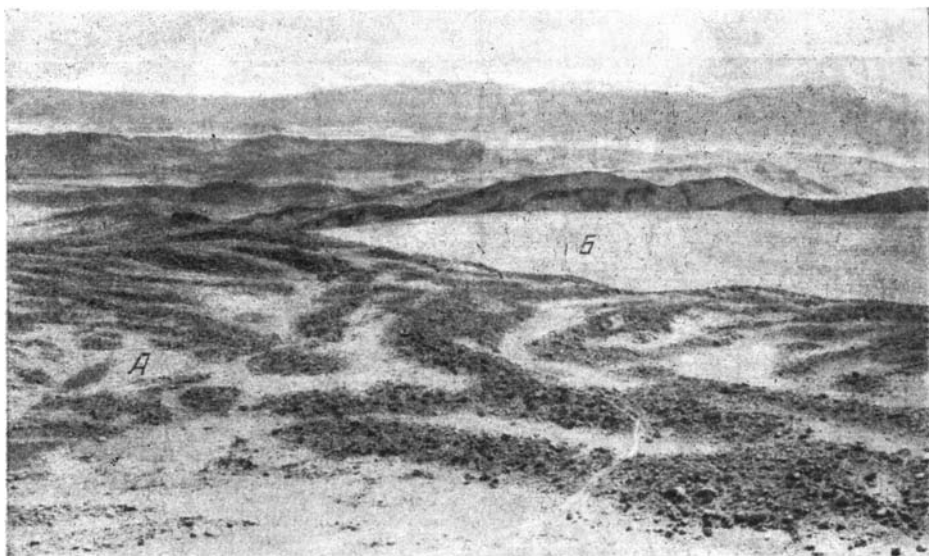
1 — ледники; 2 — конечные морены; 3 — стадийные конечные морены; 4 — площади наибольшего распространения озов, камов, камовых террасы; 5 — площади наибольшего распространения флювиогляциальных отложений; 6 — основные направления движения льдов; 7 — современные ледники; 8 — конечные морены первого оледенения; 9 — озера; 10 — необследованные участки



Фиг. 28. Конечная морена к югу от оз. Кара-Холь, в верховьях Алаша



Фиг. 29. Рельеф конечной морены в долине р. Хемчик



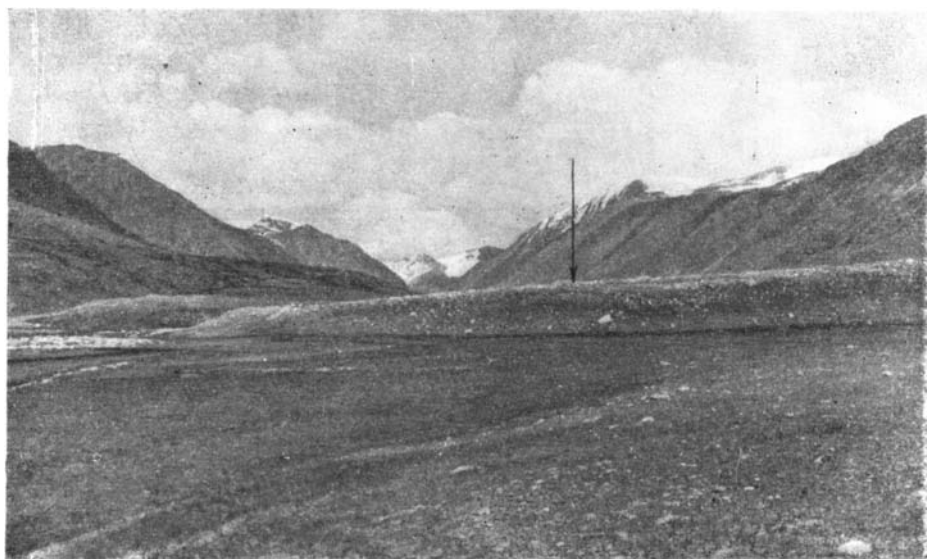
Фиг. 30. Бугристо-грядовый (А) и плоский (Б) рельеф конечных морен ледника долины р. Толайты

характеру рельефа неоднородно. От типичного бугристо-грядового рельефа большей его части (фиг. 30) резко отличается участок у юго-западной оконечности моренного поля. Он имеет очень сглаженный рельеф — бугры и гряды совершенно отсутствуют. Очевидно, что этот участок конечной морены старше основного моренного поля, возвышающегося над ним четким уступом высотой от 15 до 30 м, поскольку он мог образоваться только в результате длительной нивелировки обычного конечноморенного рельефа.

Этот и другие аналогичные факты позволяют предполагать существование более раннего этапа проявления оледенения. Наличие лишь морфологических признаков не дает возможности определенно считать доказанным существование двух самостоятельных оледенений. Ввиду этого мы считаем возможным говорить пока условно о двух оледенениях — первом (предпоследнем) и втором (последнем), относя указанные древние денудированные морены к первому оледенению, а наиболее распространенные морены с хорошо сохранившимся рельефом — ко второму.

Кроме конечных морен первого и второго оледенений в верховьях долин, особенно на крайнем юго-западе Тувы и к западу от Шапшальского хребта, прослеживается еще одна конечная морена. В долинах массива Монгун-Тайга она слабо выражена. Это преимущественно маломощные, в 10—20 м, моренные накопления со слежка бугристым рельефом (фиг. 31). На территории бассейна Чулышмана эти морены более четко выражены и существенно не отличаются от конечных морен второго оледенения. Ими подпружены многие озера и среди них такие крупные в бассейне Чулышмана, как Иты-Куль в верховьях Чульчи, Эри-Куль в долине Суу-Катар. В верховьях рек Западной и Северо-Западной Тувы эти морены часто отсутствуют. Как будет показано ниже, они формировались в заключительный этап второго оледенения, т. е. являются стадийными.

В высотном положении стадийных морен отмечается та же закономерность, что и в положении конечных морен второго оледенения — абсолютная высота их в общем возрастает по направлению с северо-запада



Фиг. 31. Стадиальная морена в долине р. Толайты

на юго-восток. Значительный интерес представляет сопоставление высотного положения стадиальных и конечных морен второго оледенения (табл. 4). Более низкое положение тех и других на западе и северо-западе рассматриваемой территории указывает на более интенсивное развитие здесь оледенения.

Перечисленные конечные морены не отличаются друг от друга основными особенностями слагающего их материала. Все они состоят преимущественно из супесей, обогащенных грубым материалом. Содержание глинистой фракции в них (частиц менее 0,01 мм) колеблется от 5—10 до 15—20%, причем, морены, формировавшиеся в основном за счет сланцево-песчаниковых толщ палеозоя, имеют наибольшее количество глинистого материала.

Таблица 4

Высота конечных морен последнего оледенения и его стадии

Река	Абсолютная высота конеч- ных морен последнего оледенения (максималь- ной стадии), м	Абсолютная высота стади- альных ко- нечных мо- рен, м
Чулышман	450	2050, 2300
Чульча (бассейн Чулышмана) . .	450	1650
Арссек » »	450	1500, 1600
Суу-Катар » »	450	1700
Онгураш » »	450	1700
Колколу-Оюк (бассейн Алаша) . .	1500	1900
Ары-Хем (бассейн Хемчика) . . .	1400	1650
Узун-Хем (бассейн Шуя)	1660	2000
Толайты	1850	2400
Асхатиин-гол	1750	2200
Дуруг-су (бассейн Монгун-Бурени)	2300	2400



фиг. 32. Обнажение стадиальной морены в долине р. Узун-Хем

Морены с преобладанием гранитного материала отличаются обычно более низким содержанием этой фракции.

Грубый материал в моренах представлен по преимуществу необработанными или слабо обработанными обломками пород (фиг. 32). Необработанный материал, часто совершенно остроугольный, обычно преобладает в морене. Наибольшее распространение в морене имеют обломки размером до 1—1,5 м в диаметре; максимальные же могут достигать 5—7 м. Крупные глыбы представлены преимущественно гранитом.

Форма обломков в морене самая разнообразная. Утлогообразные валуны, в отличие от морен материкового оледенения, здесь встречаются довольно редко. Преобладают угловатые обломки, близкие к тем, которые можно видеть сейчас у подножий крутых склонов долин. Это и естественно, поскольку в горных долинах формирование морены происходило преимущественно за счет обломочного материала, образовывавшегося при разрушении пород коренных склонов. Это разрушение пород в условиях низких температур ледникового времени происходило, по-видимому, в более значительных масштабах. На это указывает, в частности, обилие обломочного материала на склонах троговых участков долин.



Фиг 33. Флювигляциальный материал в морене долины
р. Элдиг-Хем

Показательно для морен почти полное отсутствие ориентированности обломочного материала, а также слоистости (см. фиг. 32). Некоторую видимость последней создают иногда прослои морены с большим количеством грубого обломочного материала. Образование таких прослоев связано с неравномерной насыщенностью льда ледников, при таянии которых отлагались морены, обломочным материалом.

Наряду с необработанным в конечных моренах почти всегда присутствует обработанный материал в виде галек и валунов. Последние в морене находятся как в разрозненном виде, так и в форме прослоев, линз (фиг. 33). Встречаются также линзы песчано-гравийного состава. Для материала этих линз и прослоев характерны хорошая окатанность валунов и галек, заметная их ориентированность, отчетливая в большинстве случаев слоистость, преобладание песчано-гравийного материала в заполнителе (цементе). Для таких отложений характерно также отсутствие крупных валунов.

Наличие обработанного материала в морене является следствием как работы водно-ледниковых потоков, так и ассимиляции ледниками доледникового аллювия долин. Между тем значение этих двух источников, по-видимому, далеко не равноценно. Только в конечных моренах ледников подножий можно предполагать наличие какого-то процента доледникового аллювия. В моренах же ледников, оканчивавшихся в узких долинах, где водно-ледниковые потоки были активны, а также в стадияльных моренах обработанный материал целиком обязан их деятельности. Это связано с тем, что материал конечной морены в таких случаях составляет лишь небольшую часть всего вынесенного ледником кластического материала, притом только в заключительный этап его существования. Кластический материал первоначального этапа существования ледника, когда в основном происходила и ассимиляция доледникового аллювия, был вынесен водно-ледниковыми потоками.

Значительной активностью талых ледниковых вод долинных ледников объясняются и такие особенности их конечных морен, в сравнении с моренами ледников подножий, как большая насыщенность их прослоями и линзами окатанного материала и обедненность глинистой фракцией. Это особенно характерно для конечных морен долин с крупными ледниковыми бассейнами — таких как долины Хемчика, Алаша. Например, в долине Хемчика, у устья Чоон-Хема, на отдельных участках слои валунных галечников в толще морены имеют мощности более 10 м.

Отмеченные особенности окатанного материала в моренах, зависимость его наличия от условий стока талых ледниковых вод с несомненностью свидетельствуют о его флювиогляциальном происхождении. В связи с этим распространять диагностические признаки флювиогляциальных отложений в моренах на саму морену было бы ошибочным.

Л. Д. Шорыгина (1959), оспаривая наше положение (Ефимцев, 1958) о преобладании в морене необработанного обломочного материала, утверждает, что приводимые нами диагностические признаки морен сильно отличаются от общепринятых. Не приводя при этом фактов из областей горного оледенения в подтверждение указанного положения, Л. Д. Шорыгина ссылается на работы С. В. Яковлевой (1955), Карутерса (Carruthers, 1939), Глена и Доннера (Glen, Donner, West, 1957), проводивших исследования морен только в областях материкового оледенения. Перенесение на морены горного оледенения диагностических признаков морен материкового оледенения, формировавшихся в совершенно отличных условиях, с методической точки зрения нам представляется неверным. О результатах тщательных литологических исследований морен горных ледников, проведенных в частности А. Р. Бурачеком (1955) в Патомском нагорье, Л. Д. Шорыгина не упоминает. Наши же выводы относительно основных признаков морен горных ледников в основном сходятся с выводами А. Р. Бурачека и других авторов, изучавших морены горных, а не материковых ледников.

Перенесение диагностических признаков морен материкового оледенения на морены горных ледников облегчает Л. Д. Шорыгиной (1957, 1959) и Е. Н. Шукиной (1953, 1960) обоснование отнесения разбивавшихся выше аллювиальных валунных галечников долины Кубадру к морене нижнечетвертичного возраста. Но тогда нужно было бы признать, что морены горных ледников по существу содержат лишь обработанный материал. Однако это решительно противоречило бы фактическим данным.

Петрографический состав морен варьирует в зависимости от геологического строения участков питания и транспортировки ледников. В большинстве случаев отмечается преобладание в них гранитного материала, обусловленное тем, что основные питающие центры оледенения сложены гранитами.



Фиг. 34. Флювиогляциальный материал в морене долины р. Элдиг-Хем.

По цвету морены долин разных бассейнов и разного возраста почти не отличаются — всюду они в общем пепельно-серые (от пепельно-светлых до серых).

Для валунов морены показательны отсутствие хорошо сохранившейся шлифовки, а также и штриховки, — поверхность их обычно несколько грубая, шероховатая.

Выветрелый материал в моренах почти не встречается. Изредка в небольшом количестве в них наблюдается ассимилированный материал эоплейстоценового аллювия в виде галек и небольших валунов с буровой оболочкой. Такой материал встречается в морене правого склона долины Чулышмана, между устьями рек Баыдыш и Средний Кулаш, а также правого склона долины Башкауса, ниже устья долины Кубадру. В морене последнего участка ассимилированного эоплейстоценового аллювия значительно больше, что объясняется его широким распространением в бассейне Кубадру.

Мощность конечных морен разнообразна. В большинстве случаев она составляет 40—60 м. Однако встречаются морены с мощностью до 100 м и более (в долине Улуг-Оруг — 120 м). Показательно, что реки в большинстве случаев проложили свои послеледниковые русла по краям конечных морен — по контакту их с коренными склонами. В результате русла чаще оказываются врезанными в склоны отчего не всегда пропиливают морены на всю их мощность.

Грибовидные земляные пирамиды, столь характерные для морен, сохраняются при их размыве в основном благодаря глинистой фракции, цементирующей материал морены. Следует подчеркнуть, что никакие другие генетические типы четвертичных отложений в рассматриваемом районе не дают аналогичных форм (фиг. 34). В пролювиальных отложениях хотя иногда и образуются близкие к этим формы, однако гранулометрический состав, более или менее выраженная слоистость, сравнительная однородность материала пролювия резко отличают его от морены.

Итак, наиболее характерными признаками конечных морен следует считать преобладание необработанного обломочного материала, значи-

тельное содержание глинистой фракции, отсутствие или слабое развитие признаков слоистости, наличие эрратического материала, пепельно-серый и серый цвет, отсутствие ориентированности обломочного материала, грибовидные пирамиды, образующиеся при размыве, включения флювиогляциального материала в виде линз и прослоев. Эти признаки позволяют в большинстве случаев правильно определять генетический тип морены. Однако только учет комплекса признаков как самой морены, так и пребывания ледника в долине, может обеспечить полную безошибочность ее определения. Одним из важнейших признаков в этом комплексе является специфический моренный рельеф.

Береговые морены

Во всех долинах с конечными моренами второго оледенения с разной степенью четкости прослеживаются береговые морены. Они имеют вид невыдержанных террасовидных ступеней, наиболее четко выраженной из которых бывает самая верхняя. Отмечая собой максимальную высоту льда, она заметно снижается у места окончания ледника, сливаясь с конечной мореной (фиг. 36).

Береговые морены имеют наибольшую мощность и четкое выражение в рельефе на участках, где ледниковые долины имеют небольшие притоки, по которым ледники не спускались. В подпруженных береговой мореной участках образовались озера. Примером наиболее крупного озера такого типа можно назвать озеро Кара-Холь в бассейне правого одноименного притока Кантегира (фиг. 37).

Подпруженные участки небольших притоков во многих случаях выполнены грубообломочным материалом и представляют в настоящее время приподнятые на сотни метров над днищем ледниковой долины ровные площадки, отграниченные от долины валом береговой морены высотой в 10—20 м. Форму вала в этих случаях имеет обычно самый крайний (внешний) участок береговой морены, он же и самый высокий. Этот вал картографы при дешифрировании иногда обозначают знаком останцового гребня (например, у оз. Кара-Холь в бассейне Кантегира, по левобережью нижнего притока Кара-су в бассейне Ак-Суга) — настолько он выразителен на аэроснимках.

Участки береговой морены в местах подпруживания притоков имеют нередко значительную ширину (до сотен метров) и типичный моренный бугристо-рядовой рельеф с мелкими озерами (у оз. Кара-Холь в бассейне Кантегира, в долине Мюник того же бассейна). Значительная ширина береговой морены в этих случаях обусловлена благоприятными условиями для растекания льда и аккумуляции моренного материала.

Береговые морены не отличаются основными диагностическими признаками от конечных морен. И это естественно, так как те и другие связаны между собой единым процессом аккумуляции в концевых частях ледников.

На пологих склонах долин береговые морены очень четко фиксируют высотный предел распространения льдов второго оледенения. По их уклону можно восстанавливать уклоны поверхностей ледников, а по высотному положению над днищами — их мощности. Отсутствие признаков пребывания ледников выше береговой морены, особенно валунов, часто на совершенно плоских участках (что исключает возможность их последующего смыва) указывает на то, что оледенения большего по масштабам, чем второе, в этом районе не было. Четкость же сочленения береговых морен с конечными моренами второго оледенения исключает сомнения в принадлежности первых именно к этому оледенению.

Большим распространением на характеризуемой территории пользуется основная морена, образующаяся из донной и внутренней при стаивании ледников. Она покрывает днища ледниковых долин выше конечных морен в районах долинного оледенения и значительные участки древних долин и междуречных пространств в районах полупокровного оледенения.

Бугристо-грядового рельефа основная морена не образует; ей свойственен мягкий иногда плоский, или слегка всхолмленный рельеф, во многих случаях отражающий рельеф коренного ложа.

В отличие от конечных и береговых, основная морена в троговых долинах претерпела несколько большую переработку талыми ледниковыми водами и содержит обычно меньший процент глинистой фракции. Представлена она супесями, грубыми песками, сильно обогащенными необработанным и слабо обработанным щебенчато-валунным материалом, иногда со следами сортировки. У крутых склонов долин эта морена перекрывается часто материалом осыпей и конусов выноса. В долинах крупных рек толща основной морены на значительных участках переработана потоками и превращена в своей верхней части в аллювий поймы (в верховьях Алаша, Хемчика).

Мощность основной морены в долинах, как правило, невелика и измеряется метрами. Об этом свидетельствует наличие выходов коренных пород в днищах многих долин. Не исключена возможность и значительных мощностей основной морены в отдельных случаях. Однако слабый врез водотоков и отсутствие данных бурения не позволяют говорить об этом с большей определенностью. Мощность основной морены уменьшается к верховьям. Днища каров в большинстве случаев имеют очень тонкий покров ее.

Основная морена в районах развития полупокровного оледенения имеет разный характер. В широких древних долинах и котловинах (таких как верховья Алаша, долина р. Сайгоныш у подножья Абаканского хребта, Джулу-Кульская котловина), служивших ледоемами, основная морена имеет такой же характер, как и в троговых участках долин, но отличается здесь, по-видимому, несколько большими мощностями. Так, в древней долине Сайгоныша, в 5 км выше устья, река врезана в основную морену на 10—15 м. В долине верхнего Чулышмана, у выхода реки из Джулу-Кульской котловины, в районе устья р. Бобачек основная морена, несколько перебитая в верхней части, имеет видимую мощность 30—35 м.

Флювиогляциальные внутриледниковые отложения

Обширные площади слабо расчлененного реликтового рельефа к западу от Шапшальского хребта и большая увлажненность этой части территории обусловили широкое развитие ледников полупокровного типа как во время первого, так и второго оледенения. Широкие древние долины и межгорные котловины были благоприятными участками для образования так называемых мертвых льдов в период деградации ледников второго оледенения, что вызвало значительное развитие в них флювиогляциальных внутриледниковых образований — озов, камов, камовых террас.

О з ы

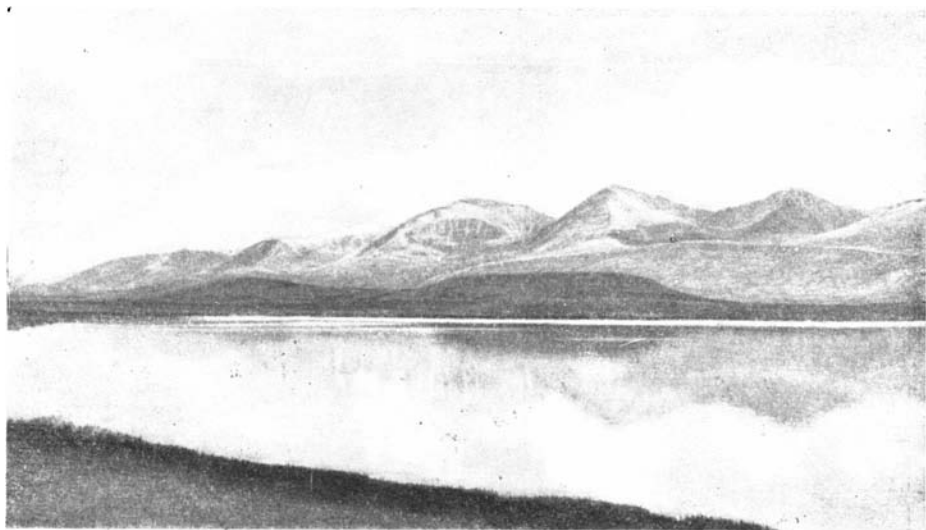
В изученном районе распространены как одиночные, так и групповые озы (фиг. 38, 39). Размеры их варьируют в значительных пределах: высота от 0,5—1 до 30 м (преобладающая — до 10 м), длина от нескольких



Фиг. 38. Оз в древней долине р. Иерихоль, в верховьях р. Алаша



Фиг. 39. Песчаные озы в древней долине р. Кумый



Фиг. 40. Плосковершинные озы у озера Джулу-Куль

метров до 1000 м и более. Наиболее длинные озы встречаются в долине р. Сайгоныш у подножья Абаканского хребта и в долине р. Иерихоль в бассейне Алаша. Одиночные озы, как правило, бывают наиболее длинными, но не всегда самыми высокими. Они имеют более или менее выдержанную высоту. Крутизна склонов озоз изменчива и варьирует от 5—10 до 30—40°, причем наибольшую крутизну имеют обычно высокие озы.

Озы не всегда сохраняют хорошо выраженную валообразную форму: нередко четкий оз расплывается, превращаясь в пологое широкое возвышение. Встречаются и плосковершинные озы с шириной плоской поверхности до 20 м (у оз. Джулу-Куль, в долине р. Кумый) (фиг. 40). Издали такие озы кажутся останцами террасы. Рядом с крупными озами располагаются часто маленькие, в 1,5—4 м высотой и до 15—20 м длины. В плане длинные озы имеют извилистую форму, иногда с крутыми поворотами (фиг. 38), групповые — ячеестое строение с разнообразной ориентировкой. В сложении озоз участвует разнообразный материал: от мелкозернистых песков (в долине р. Сары-Ачек в бассейне Башкауса) до плохо сортированных щебенчатых грубых песков со слабо обработанными валунами (в долине Сорулу-Гол). В большинстве же случаев озы сложены сортированными горизонтально- и косослоистыми песками, иногда обогащенными гравелинным материалом, и отдельными валунами (см. фиг. 39). Пространство между отдельными песчаными озами часто заполнено скоплением крупных хорошо обработанных валунов (на участке сквозной долины Кумый — Монагы). Песчаные озы здесь лежат на основной морене.

Располагаются озы преимущественно в широких реликтовых долинах и котловинах, служивших ледоемами. Ориентировка их в целом совпадает с направлением этих долин (см. фиг. 38). Озы встречаются не только в днищах долин, но поднимаются нередко по склонам, и иногда их можно видеть на останцовых возвышенностях (у южного склона северного окончания хребта Чихачева) и на участках водоразделов и приводораздельных склонах, покрывавшихся ледниками (по правобережью Чулышмана выше устья Шавлы, на междуречье Чульчи — Сайгоныша). Для озозых



Фиг. 41. Кам в долине р. Кумый.

скопления нередко характерна приуроченность к краевой части ледника, где они локализируются обычно по склонам невысоких возвышенностей (в Джулу-Кульской котловине).

Помимо районов полупокровного оледенения, озы встречаются в троговых долинах и даже в карах. Так, большое количество озов находится в троге субширотного участка верховья Чульчи, выше озера Иты-Куль (Алтай). Здесь встречаются озы самой различной ориентировки и формы вплоть до замкнутых кольцеобразных. Они поднимаются по склону трога на высоту до 200 м над днищем, причем ориентированы как поперек, так и вдоль склона и сложены преимущественно валунными песками.

Высокие, до 20 м озы группой располагаются у слияния Хемчика с Малым Хемчиком (левой вершиной). Одиночный оз высотой около 7 м и длиной около 50 м расположен в днище трога верховья Малого Хемчика (перед подъемом на перевал Шаглы). Небольшие озы располагаются в днище огромного кара в верховье р. Колташ-су в бассейне Чиндозына, левого притока Хемчика.

В районах полупокровного и долинного типов оледенения отмечается приуроченность озов к участкам долин и приводораздельных склонов с небольшим уклоном. Это особенно ярко проявляется в районах долинного оледенения. Поскольку в трогах редко встречаются участки с малым уклоном, то и озы в них не пользуются широким распространением. Такая зависимость от уклона указывает на определяющую роль мертвых льдов в образовании озов в заключительный этап второго оледенения.

К а м ы

Кроме озов в районах развития полупокровного (преимущественно) оледенения распространены камы и камовые террасы. Камы обычно имеют форму мягких холмов, иногда с плоскими вершинами, располагающихся группами. Характерно почти постоянное сочетание камовых холмов с озами, создающее единые комплексы водно-ледниковых образований, в которых одни формы переходят в другие.

Гранулометрический состав материала, слагающего камы и озы, в таких комплексах существенно не отличается. Это преимущественно пески, более или менее обогащенные валунами.

Камы нередко имеют своеобразную форму куполов. Эти купола [Г. С. Бискэ (1955) называет их «озовыми куполами»] встречаются обычно в сочетании с озами и лишь изредка одиночно (фиг. 41). Часто невысокий оз переходит в купол, в несколько раз превышающий его по высоте, от купола оз продолжается до следующего, более низкого или более высокого купола. Иногда купол располагается на пересечении двух озов.

В долине р. Иерихоль в бассейне Алаша эти озовые купола сложены хорошо сортированными, неяснослоистыми, средне- и крупнозернистыми песками, в верховье р. Кумый — валунным галечником. Возможно, что валунный галечник лишь покрывает чехлом песчаный купол. Иногда купола имеют ребристую форму (см. фиг. 41). Куполов выше 30 м наблюдать не приходилось.

Камовые террасы

К этому же ряду водно-ледниковых образований относятся и камовые террасы, сложенные в большинстве случаев грубыми песками с включенными в них гальками и валунами. Пески имеют неясную горизонтальную слоистость. Поверхность камовых террас на отдельных участках ровная, состоящая в основном из отдельных площадок, разделенных понижениями. В таких случаях создается впечатление, что образованы камовые террасы тесно группированными плосковершинными камнями и озами.

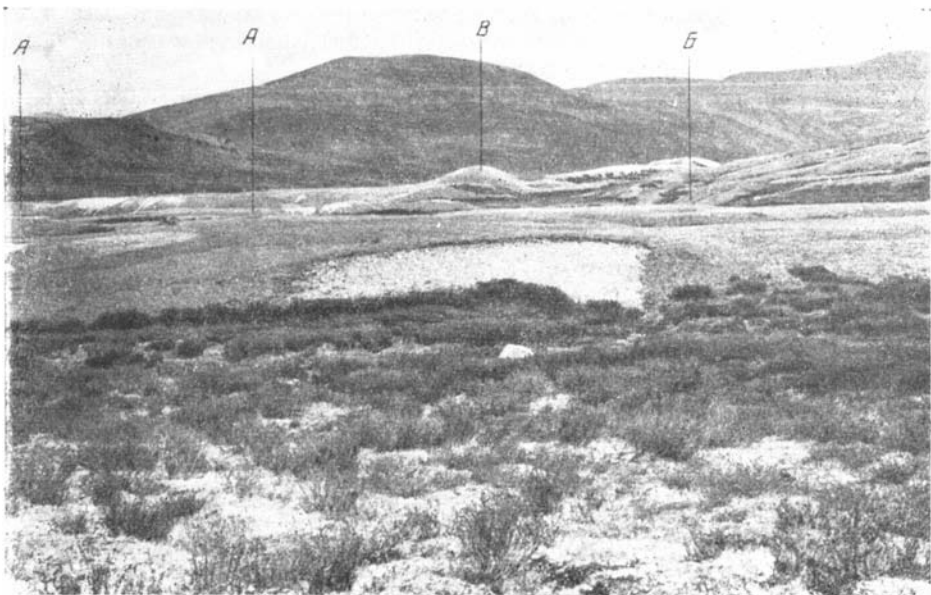
В этом отношении показателен район к западу от оз. Джулу-Куль в верховье Чулышмана. Здесь плосковершинные короткие озы у выхода реки из озера и камовая терраса, расположенная в 1 км от них, имеют одну высоту — 25 м (см. фиг. 40). Рядом с камовой террасой располагаются озы и камы.

Для камовых террас характерно расположение их у подножий склонов, а в районах преимущественно полупокровного оледенения — на склонах.

Высоты камовых террас варьируют в значительных пределах — от 5 — 10 до 80—100 м. Наиболее высокие из них встречаются у склона Чулышманского массива к северу от выхода р. Богояш в Джулу-Кульскую котловину. В то же время в противоположной части Джулу-Кульской котловины, у склона Шапшальского хребта, в районе оз. Джулу-Куль камовые террасы имеют высоту 25—30 м. Такое отличие объясняется тем, что склон Шапшальского хребта во время деградации ледников второго оледенения позже освободился от льдов. Здесь из-за большей высоты и благоприятной ориентировки хребта к влагонесущим ветрам продолжали существовать стадияльные ледники, сливавшиеся с основным массивом уже «мертвого» льда Джулу-Кульской котловины и оставившие хорошо выраженный шлейф стадияльной морены у подножья хребта.

Наблюдающиеся четкие переходы озов в камы, тех и других — в камовые террасы (в долине Иерихоль в бассейне Алаша, в Джулу-Кульской котловине) говорят об общности их происхождения (фиг. 42).

К настоящему времени накоплен большой материал по вопросу происхождения озов, камов, камовых террас, главным образом в районах бывшего материкового оледенения, как советскими, так и зарубежными исследователями [Яковлев (1926), Марков (1931), Москвитин (1939), Andersen (1931), Тапнер (1934) и другие]. Большинство из них считает бесспорным образование этих форм в условиях отмирающих неподвижных льдов. Однако в отношении механизма их образования, особенно озов, единого взгляда еще не существует. Одни считают преобладающими про-



Фиг. 42. Камовая терраса (А), озы (Б) и камы (В) в древней долине р. Иерихоль

цессы подледникового образования озов, другие — наледникового и внутриледникового. И это, по-видимому, не случайно. Рассматривая происхождение камов, С. А. Яковлев (1954), например, считал, что образование этих форм могло происходить по-разному. Это в равной мере можно отнести и к озам.

Представляется, что механизм образования указанных водно-ледниковых форм в условиях горного, особенно полупокровного оледенения, не мог принципиально отличаться от механизма образования тех же форм в условиях материкового оледенения, почему и разработанные теории их происхождения на примерах материкового оледенения в известной мере могут быть использованы при рассмотрении вопросов горного оледенения. Наш материал в основном подтверждает точку зрения наледникового и внутриледникового происхождения озов, камов и камовых террас. Случаи расположения озов на склонах и останцовых массивах, покрывавшихся льдом, могут быть объяснены, очевидно, только тем, что накопленный водно-ледниковыми потоками материал в руслах и трещинах верхнего слоя льда в результате постепенного стаивания толщи льда проецировался на подледниковый рельеф, не считаясь с его характером. Без допущения аккумуляции материала в верхних слоях льда объяснение отмеченных случаев расположения озов затруднительно. Об этом же свидетельствует, по-видимому, и то обстоятельство, что озы и камы на рассматриваемой территории лишены моренного чехла, который неизбежно должен был бы быть в случае их подледникового образования.

Об образовании камов и камовых террас в местах проталин как внутри, так и по краям ледников, впервые обоснованном Флинтом (Flint, 1929), свидетельствует их приуроченность преимущественно к склонам и останцовым массивам. Последние вытаивали раньше и вокруг них так же, как у контакта края льда со склонами, образовывались проталины, куда сносился водными потоками песчаный и гравийный материал. Об этом же говорит наличие у камовых террас четко выраженных склонов ледникового контакта, которые хорошо сохранились в Джулу-Кульской котловине, к за-

паду и северу от озера Джулу-Куль. Эти склоны имеют фестончатую форму, что отчетливо указывает на контакт с глыбой мертвого льда, выплывшего тогда ванию озера и участок к западу от него.

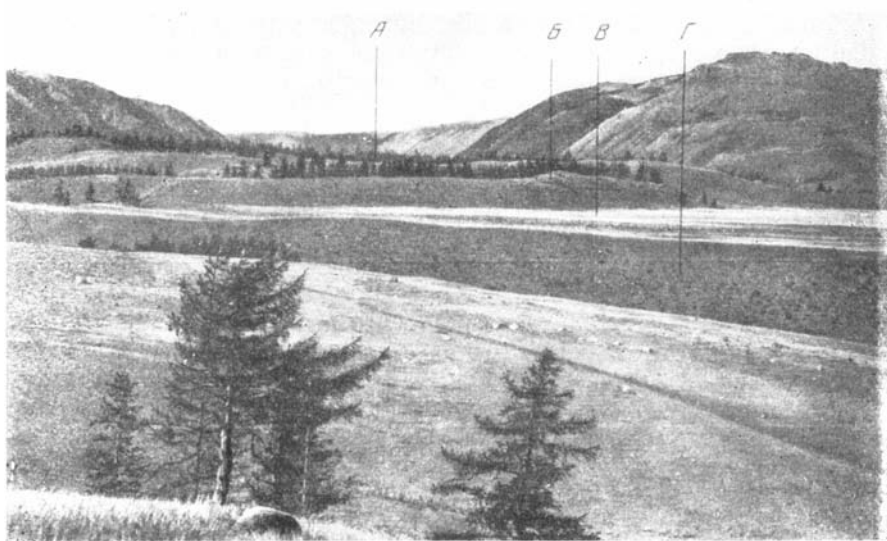
Флювиогляциальные приледниковые отложения

В связи с тем, что во всех долинах изучавшейся территории максимально выдвинутыми являются морены второго (последнего) оледенения, то естественно, что рассматриваться как бесспорные могут только флювиогляциальные отложения именно этого оледенения.

Флювиогляциальные приледниковые отложения распространены на изучавшейся территории, главным образом в пределах западной части Тувы. Это связано с тем, что на этой территории, особенно к востоку от водораздельной части Шапшальского хребта господствующим был долинный тип оледенения; многочисленные долины имели здесь самостоятельные ледники (см. фиг. 27). На территории же восточной части Горного Алтая, почти целиком принадлежащей бассейну Чулышмана, ввиду более интенсивного проявления оледенения огромная площадь ледников оканчивалась одним языковым бассейном у северной оконечности Телецкого озера. Изучать флювиогляциальные отложения Чулышманского ледника нам не пришлось.

С конечными моренами второго оледенения, как это уже отмечалось выше, четко смыкается во всех долинах I надпойменная терраса (фиг. 43, 44). Поэтому в приледниковых зонах только отложения этой террасы могут считаться достоверно флювиогляциальными.

Характернейшей чертой морфологии долин Западной Тувы является очень широкое развитие I надпойменной террасы, в том числе и в приледниковых частях долин. Флювиогляциальная терраса в большинстве случаев повышается по направлению к конечным моренам и нередко расщеп-



Фиг. 43. Участок смыкания флювиогляциальной террасы с конечной мореной последнего оледенения южнее оз. Кара-Холь, в верховьях Алаша:

А — озеро Кара-Холь; Б — конечная морена; В — флювиогляциальная терраса;
Г — ложбина стока талых ледниковых вод

ляется на ряд локальных террасовых уступов. Максимальную высоту эта терраса имеет обычно в непосредственной близости к конечным моренам второго оледенения. В долине Хемчика она, например, составляет 12 м, а в долине Алаша — 50 м. В 15 км от конечной морены эта терраса Алаша снижается до 8—10 м (см. фиг. 44). Средняя высота флювиогляциальной террасы варьирует в пределах от 4—5 до 7—8 м.

Флювиогляциальная терраса сложена, как правило, валунно-галечным материалом, сцементированным песком и гравием. Кроме того, большое участие в ее сложении нередко принимает глыбовый материал (более 1 м); отдельные глыбы достигают иногда 3—4 м в поперечнике.

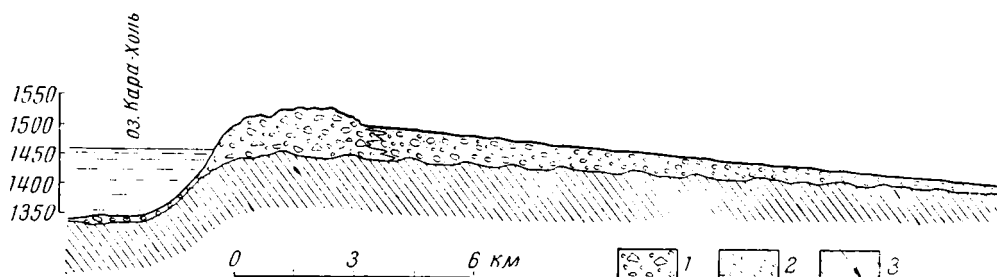
Весьма характерна для разбираемых отложений очень четкая дифференциация гранулометрического состава на протяжении определенного участка долины. Для примера возьмем долину Хемчика (фиг. 27). Вниз по долине размеры валунов и глыб и их процентное содержание в отложениях флювиогляциальной террасы постепенно уменьшаются. Если в 3—5 км ниже конечной морены еще изредка встречаются глыбы диаметром в 3—4 м, то у поселка Байтала, в 20 км от конечной морены, максимальный размер их не превышает 1—1,5 м; в 30 км от конечной морены в составе террасы преобладает галечник с максимальными размерами валунов до 30—50 см.

Также закономерно вниз по долине увеличивается площадь террасы, сложенной с поверхности песчано-суглинистым материалом, являющимся аналогом пойменной фации аллювия. На участке долины Хемчика протяженностью около 18 км ниже конечной морены песчано-суглинистый покров почти полностью отсутствует. Ниже этого участка и особенно к востоку от поселка Байтала уже обширные площади террасы имеют маломощный покров песчано-суглинистого материала. Отдельные понижения в террасе имеют, однако, значительную мощность песчано-суглинистого материала. У западной окраины поселка Байтала, например, такое понижение выполнено суглинком более чем на 2 м от поверхности (он используется здесь для производства кирпича).

Не менее отчетливо с удалением от конечной морены увеличивается и степень окатанности валунного и галечникового материала. При этом крупнообломочный материал в непосредственной близости к конечной морене по степени окатанности не отличается существенно от материала морены (фиг. 45).

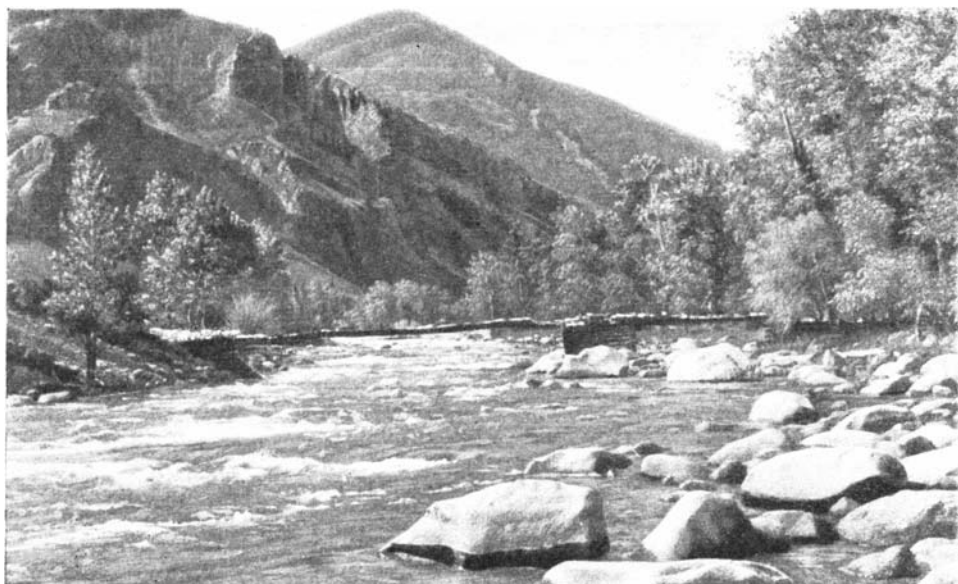
Для рельефа флювиогляциальной террасы характерны ложбины до 2—3 м глубиной и грядообразные валы, вытянутые вдоль долины, всецело отражающие формирование его текучими водами.

Очень отчетливо прослеживается зависимость гранулометрического состава флювиогляциальных отложений от величины ледниковых бассейнов



Фиг. 44. Продольный профиль верхнего участка долины р. Алаш:

1 — конечная морена последнего оледенения; 2 — флювиогляциальные валунные галечники; 3 — палеозойские сланцы



Фиг. 45. Валуны и глыбы в русле р. Хемчик, в 4 км от конечной морены

и гидродинамических условий стока талых ледниковых вод второго оледенения. В этом отношении очень резко противостоят друг другу флювиогляциальные отложения ледников, выходящих в предгорья, и долинных ледников.

В первом случае в составе флювиогляциальной террасы участвует незначительный процент валунного материала и в основном только в непосредственной близости к конечным моренам. Например, в долине р. Арта-Шигетей, на расстоянии 1 км от конечной морены валуны более 1 м в диаметре уже не встречаются. Конечные морены ледников подножий имеют очень четкий внешний край, за пределами которого (вне I надпойменной террасы) по существу никаких следов выноса моренного материала не наблюдается (фиг. 46); морены обычно лежат на доледниковых пролювиальных и аллювиальных отложениях.

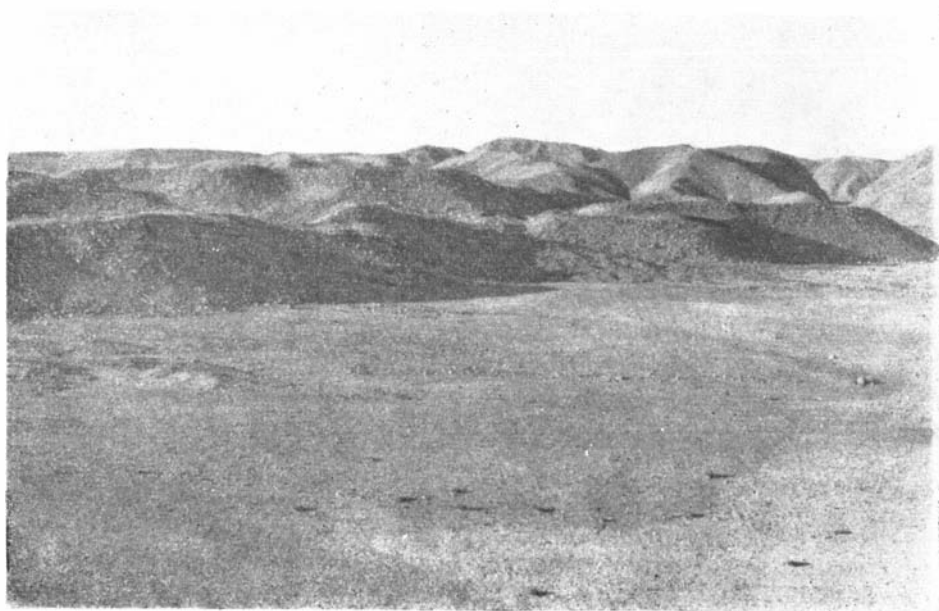
Все это обусловлено отсутствием у этих ледников концентрированного стока талых вод, поскольку окончания ледников растекались на много километров по относительно плоской территории предгорий. В этом отношении очень показательны ледники юго-западной части Тувы, особенно массива Монгун-Тайга (см. фиг. 27).

Совершенно иной состав имеют флювиогляциальные отложения ниже конечных морен долинных ледников, что особенно видно на приведенном примере долины Хемчика.

Особенно грубый состав имеют также флювиогляциальные отложения в долинах Алаша, Улуг-Оруга, Шуя, Талайлыка, Мунгаш-Ака, Кантегира и многих других рек (фиг. 47).

Прямая зависимость грубости флювиогляциальных отложений от гидродинамических условий стока талых ледниковых вод очень ярко выражена при сравнении примерных объемов конечных морен второго оледенения.

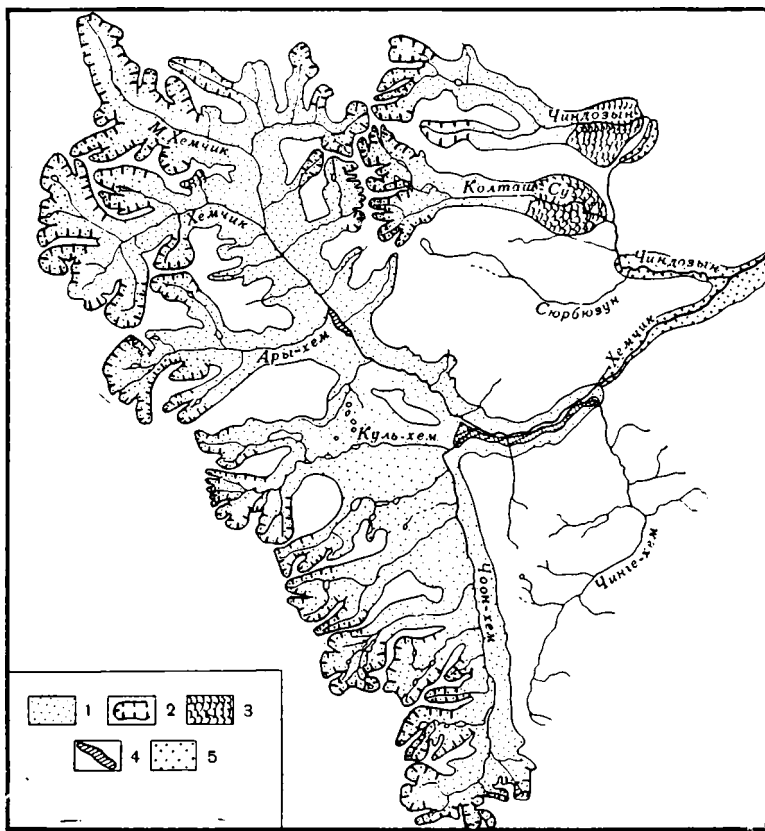
Для примера возьмем соотношение приблизительных объемов конечных морен в долинах Хемчика и его притока — Чиндозына (фиг. 48). Здесь прежде всего следует отметить идентичность условий формирования лед-



Фиг. 46. Внешний край конечной морены ледника последнего оледенения долины
р. Арта-Шигетей



Фиг. 47. Флювиогляциальные отложения в долине р. Алаш, в 17 км от конечной морены



Фиг. 48. Схема соотношения площадей конечных морен и ледниковых бассейнов в верховьях р. Хемчик:

1 — ледники последнего оледенения; 2 — кары; 3 — конечные морены; 4 — стадийные конечные морены; 5 — флювиогляциальная терраса

пиков с точки зрения морфологических данных. Как в верховьях Хемчика, так и Чиндозына основные кары, питавшие ледники, располагаются в основном на уровне от 3000 до 3600 м. Как те, так и другие одинаково ориентированы — все они открываются в основном к востоку. И что также очень существенно — кары в обоих ледниковых бассейнах врезаются по преимуществу в гранитные массивы.

Судя по близости расположения и общности морфологии, можно также полагать, что и в твердых атмосферных осадках эти ледниковые бассейны не имели сколько-нибудь заметных различий.

Если сравнить площади каров и ледосборов бассейнов долин Хемчика и Чиндозына, то они будут примерно относиться соответственно как 10 : 1 (см. фиг. 48). Такому соотношению площадей ледниковых бассейнов должно было бы соответствовать и примерно такое же соотношение объемов кластического материала, вынесенного ледниками и аккумулярованного в форме конечных морен. Однако в действительности наблюдаются обратные соотношения. Ледники бассейна Чиндозына, каждый с площадью питающих каров и ледосбора примерно в 10 раз меньшей, по сравнению с таковыми бассейна Хемчика, оставили конечные морены, которые по объему во много раз превышают конечную морену долины Хемчика.

Об этом можно судить, сравнивая их площади, поскольку конечные морены обоих бассейнов имеют примерно равные мощности — около 40—50 м.

Такая поразительная непропорциональность объема конечноморенных отложений величине ледникового бассейна при прочих равных условиях находит объяснение только в разных условиях стока ледниковых вод. Обширная площадь ледосбора бассейна Хемчика должна была давать в летние месяцы большое количество талых вод, которые имели здесь сугубо концентрированный сток (узкая глубокая долина). Эти воды выносили моренный материал от конца ледника и аккумулировали его в днище долины.

То обстоятельство, что в долине Хемчика узкие полосы конечной морены имеют типичный холмисто-моренный рельеф (см. фиг. 29) и небольшую мощность (40—50 м), указывает на то, что активный вынос моренного материала от ледника происходил непосредственно в течение всего времени его существования.

В связи с таким режимом стока талых ледниковых вод мощная конечная морена в узкой долине формироваться естественно не могла. В противном случае должна была бы образоваться конечная морена мощностью в несколько сотен метров.

Ледники же долины Чиндозына, оканчиваясь в предгорьях, растекались на достаточно большой площади, чем и определялось отсутствие концентрированного стока ледниковых вод. Ввиду этого почти весь кластический материал, выносившийся ледниками, аккумулировался в виде конечных морен.

Поскольку энергия водно-ледниковых потоков определялась главным образом величиной ледникового бассейна (ледосбора), характером долины в месте окончания ледника и ее уклоном, легко объяснимы те различия в гранулометрическом составе флювиогляциальных отложений, которые наблюдаются в разных долинах, иногда рядом расположенных. Это подтверждается примером более чем сорока ледниковых долин с конечными моренами второго оледенения.

Всюду, где ледники оканчивались в глубоких и узких участках долины рек, даже с небольшими бассейнами, флювиогляциальные отложения сложены в непосредственной близости к конечным моренам крупным валунным материалом.

При этом чем больше ледниковый бассейн, при равных других условиях, тем на большее расстояние от конечной морены переносился крупнообломочный материал. Например, в Саянском хребте, в верховьях Алды-Ишкина, Устю-Ишкина, Ак-Суга, имевших небольшие долинные ледники, в отложениях синхронной им I надпойменной террасы валуны до 1 м в поперечнике встречаются на расстоянии от 2 до 7 км от конечных морен. В то же время в долине Хемчика аналогичные валуны вынесены на расстояние около 25 км от морены.

Режим стока ледниковых вод, как уже отмечалось выше, имел определяющее значение и в насыщении конечных морен хорошо окатанным флювиогляциальным материалом. В связи с тем, что в долинных ледниках ледниковые воды были значительно активнее, чем в ледниках подножий, морены первых отличаются большей насыщенностью окатанным флювиогляциальным материалом.

Итак, наиболее характерными чертами флювиогляциальных отложений рассматриваемого района можно считать, во-первых, четкое изменение гранулометрического состава и степени окатанности материала по мере удаления от конечных морен и, во-вторых, очень хорошо проявляющуюся зависимость их гранулометрического состава от величины ледникового бассейна (ледосбора) и характера долины в месте окончания ледника.

Вместе с тем аналогичные особенности состава, только вызванные другими факторами, свойственны и аллювиальным отложениям. Роль конечных морен как источника материала флювиогляциальных отложений в процессе формирования аллювия выполняют, например, массивы интрузивных пород, являющиеся основными поставщиками крупнообломочного материала для аллювия прорезающих их рек. Значение величины речного бассейна, определяющего водность реки, для гранулометрического состава аллювиальных отложений вполне сопоставимо с ролью размеров ледникового бассейна в формировании определенного гранулометрического состава флювиогляциальных отложений. Зависимости здесь по существу одни и те же.

В равной мере и все другие особенности литологии флювиогляциальных отложений не могут быть индивидуализированы и противопоставлены особенностям аллювиальных отложений, кроме, может быть, одной. Здесь имеется в виду наличие во флювиогляциальных отложениях отдельных долин очень крупных глыб. Так, во флювиогляциальных отложениях долины Хемчика, что уже отмечалось выше, встречаются продолговатые глыбы диаметром до 3—4 м, а округлые — до 2 м. Наличие таких крупных глыб следует, по-видимому, объяснять очень большой сезонной водностью флювиогляциальных потоков в долинах с особенно крупными ледниковыми бассейнами, к числу которых следует отнести долины Хемчика, Алаша, Чулышмана.

Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что этот признак флювиогляциальных отложений не является хорошо выраженным. Очень крупные валуны и глыбы имеет также обычный горный аллювий.

Несколько отличает флювиогляциальные отложения от аллювиальных, и то лишь в единичных случаях, их бо́льшая мощность. В качестве примеров можно привести лишь два случая. В долине Алаша флювиогляциальные отложения на протяжении нескольких километров от конечной морены имеют мощность от 40 до 50 м. Нормальная мощность аллювия I надпойменной террасы в этой долине не превышает обычно 7—9 м. Мощность флювиогляциальных отложений в долине Бии, по данным А. В. Живаго (1948), составляет 50—60 м.

Как видим, флювиогляциальные отложения не имеют существенных отличий от аллювиальных. Это показывает, насколько условным может быть выделение флювиогляциальных отложений в горных и предгорных районах, когда связь отложений с конечными моренами не прослеживается.

Однако отсутствие объективных критериев для отграничения флювиогляциальных отложений от аллювиальных по мере удаления от конечных морен делает выделение флювиогляциальных отложений также в известной мере условным.

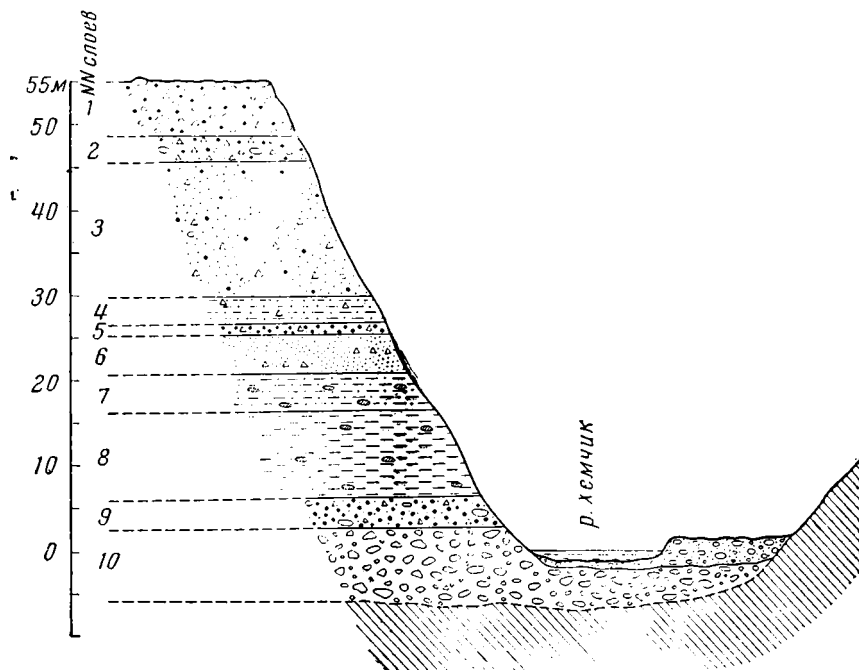
В связи с этим нам представляется целесообразным распространить и на горные районы положение Е. В. Шанцера (1951) о разграничении понятий «флювиогляциальные» и «аллювиальные» отложения, оставив название «флювиогляциальные» только за отложениями наиболее обширных участков террас, которые формировались на периферии крупных ледников в межгорных котловинах или в расширенных прикотловинных участках долин.

Таковыми примерами флювиогляциальных отложений в Западной Туве могут быть отложения террас Кара-Хольской, Могун-Буреньской котловин и долины Хемчика (см. фиг. 27), смыкающихся с конечными моренами второго оледенения.

Озерно-ледниковые отложения

На территории развития второго оледенения озерно-ледниковые отложения распространены главным образом в пределах широких древних долин на участках реликтового рельефа.

Особенно благоприятной в этом отношении была Джулу-Кульская котловина, где небольшой уклон и слабая расчлененность рельефа способствовали образованию озер в самый заключительный этап деградации ледников. Озерно-ледниковые отложения здесь особенно развиты в районе выхода реки Богояш в Джулу-Кульскую котловину. Здесь они представлены главным образом горизонтально слоистыми мелко- и среднезернистыми песками мощностью до 7—8 м и подстилаются сильно валунной основной мореной. Отдельные валуны изредка встречаются также в толще песков.



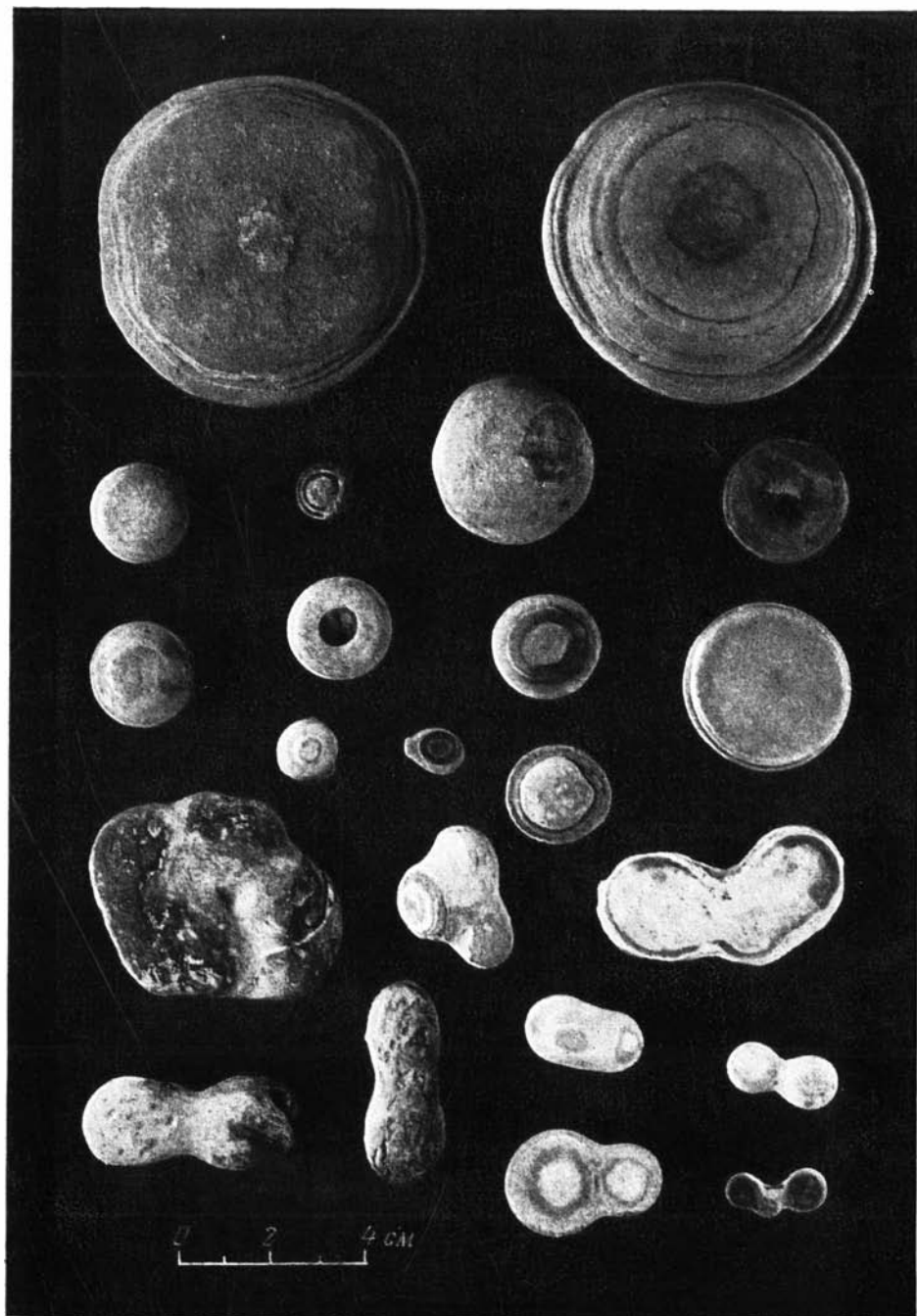
Фиг. 49. Разрез озерно-ледниковых и флювиогляциальных отложений в долине р. Хемчик (объяснения см. в тексте)

Судя по тому, что рельеф этих озерно-ледниковых песков обычно неровный, можно считать, что формирование их происходило не всегда на вытянутой морене, а в значительной мере на льду.

Реже озерно-ледниковые отложения встречаются в районах глубоко расчлененного рельефа, так как ледниковые озера в глубоких долинах могли образовываться лишь в особо благоприятных условиях, которые могли создаваться лишь при подпруживании.

Наиболее сохранившиеся участки развития этого типа озерно-ледниковых и озерно-ледниково-речных отложений известны из долин Хемчика и Чулышмана.

В долине Хемчика, выше устья правого притока — Ары-Хема на протяжении около 1 км наблюдается террасовидное образование с относительно плоской поверхностью в основной своей части, заполняющее почти все днище долины.



Фиг. 50. Конкреции из озерно-ледниковых отложений долины рек Хемчик, Чулышман, Кубадру

Высота этого образования над урезом реки составляет около 50 м, вверх по долине она уменьшается.

В подмытом рекой склоне этого террасовидного образования обнажаются (сверху вниз) (фиг. 49).

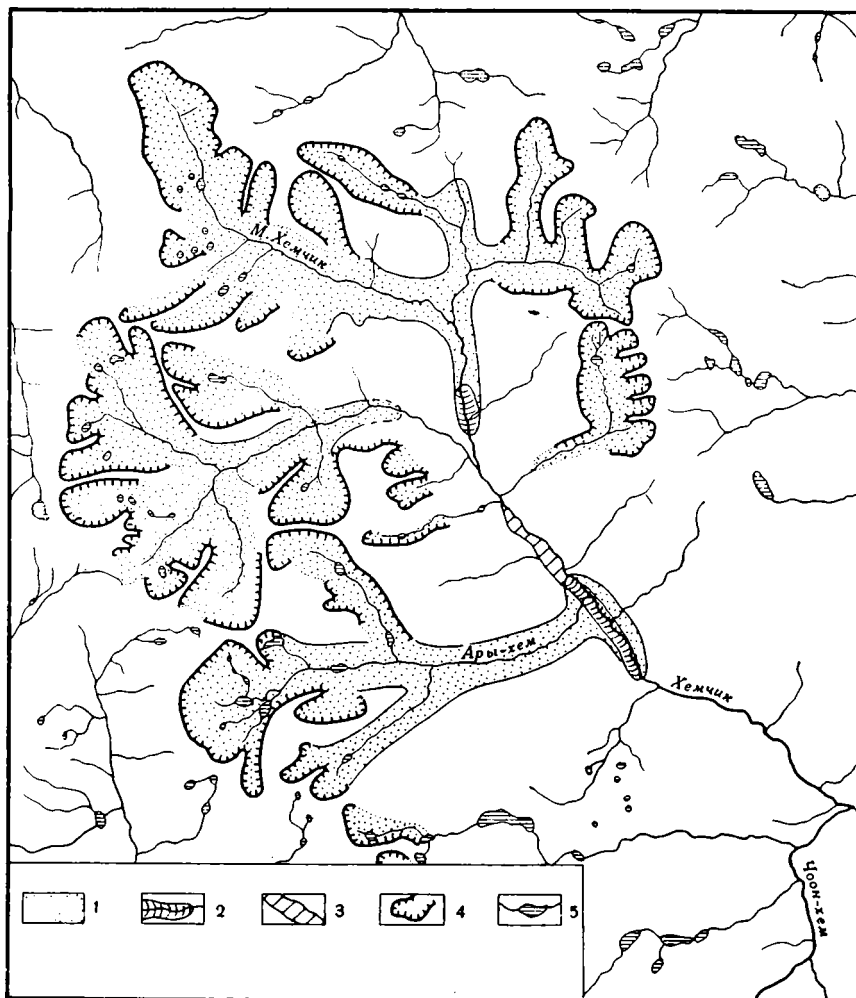
	Мощность, м
1. Галечник серый, гравелисто-дресвяный, с валунами до 2 м в диаметре в верхней части и на поверхности. Состав галек и валунов преимущественно гранитный, дресвы — сланцевый	6
2. Дресва со щебнем, грубым песком и валунами (до 0,5 м), серая, с небольшим количеством гравия. Преобладает сланцевый материал	3
3. Песок крупнозернистый, гравелистый, серый, полимиктовый, с небольшими валунами и щебнем. Слоистость горизонтальная и косая	16
4. Алеврит песчаный, светло-серый, полимиктовый, обогащенный дресвой. Встречаются плохо обработанные гальки. Слоистость — горизонтальная	3
5. Гравий дресвянистый, грубопесчаный, темно-серый. Преобладает сланцевый материал	1,5
6. Песок разнозернистый, полимиктовый, с дресвянистыми прослоями в 2—3 см, светло-серый, косослоистый	4,5
7. Алеврит крупный, светло-серый, горизонтально-слоистый, с прослоями мелкозернистого песка и мелкого алеврита, с известковистыми конкрециями толщиной до 1 см и диаметром до 7 см, сохраняющими по краям горизонтальную слоистость осадка (фиг. 50)	4,5
8. Алеврит глинистый, серый, косослоистый, с прослоями до 10 см сильно глинистого горизонтально-слоистого алеврита, с известковистыми конкрециями	10
9. Гравий грубопесчаный, серый, косослоистый, с дресвой и валунами до 0,7 м в диаметре. В верхней части слоя — прослой до 0,5 м щебнистого валунника	3,5
10. Супесь валунная, щебенчатая, серая — морена. До уреза	2,5

Относительно тонкий состав нижней части указанных отложений, наличие в них горизонтальной слоистости, а также характерных известковистых конкреций указывают на слабопроточный характер водного бассейна, в котором формировались эти отложения. Такой водный бассейн здесь создавался благодаря подпруживанию верхнего участка долины Хемчика стадиальным ледником его правого притока — Ары-Хема. Об этом свидетельствуют как стадиальная морена в долине Хемчика, ниже устья Ары-Хема (фиг. 51), так и четко выраженные маргинальные каналы в левом склоне долины, на уровне около 200 м над урезом реки и ниже (фиг. 52). Верхний уровень маргинальных каналов указывает на то, что подпруживающий ледник в долине Хемчика имел мощность около 200 м. Факт подпруживания подтверждается и тем, что эти маргинальные каналы располагаются только на левом склоне долины Хемчика, напротив и вблизи устья Ары-Хема. Это связано с тем, что подпруживающий ледник имел здесь меньшую высоту, поскольку спускался по правому притоку Хемчика. В районе нижней (по течению реки) части стадиальной морены маргинальные каналы заметно снижаются к днищу долины, отмечая собой уклон поверхности конца ледника.

Грубый состав верхней половины указанных отложений служит показателем усиления деятельности ледниковых вод, что должно было быть связано с деградацией стадиального ледника долины Ары-Хема.

Таким образом, в данном случае мы имеем пример ледниково-озерных отложений, синхронных стадиальной морене второго оледенения.

Несколько иного состава образования аналогичного генезиса известны из долины Чулышмана. В ее правом склоне, между притоками Средний и Нижний Кулаш, на протяжении около 3 км почти без перерывов про-



Фиг. 51. Схема распространения стадияльных ледников в верховьях р. Хемчик:

1 — ледники; 2 — стадияльные морены; 3 — площадь распространения озерно-ледниковых отложений; 4 — кары и крутые склоны трогов; 5 — ледниковые озера

слеживаются горизонтально-слоистые пепельно-серые, напоминающие ленточные, глины, во многих местах нарушенные оползневыми процессами. В слабо нарушенном положении они сохранились напротив устья р. Еланду, в месте начала подъема тропы, ведущей из пос. Язулу в пос. Чодро.

Эти глины видел В. П. Нехорошев (1932₂) в 1926 г., однако их описание он не привел. Л. И. Семихатова (1934) описывала их как «слоистые известковые суглинки озерного происхождения». М. С. Калецкая (1940) называет эти глины ленточными и считает, что они слагают верхнюю террасу правого берега долины Чулышмана высотой 105 м и имеют мощность до 55 м. Она отмечает также, что на поверхности ленточных глин располагается окатанная галька сланцев и гранитов. М. С. Калецкая считает, что ленточные глины образовались в озерном бассейне, возникшем благодаря подпруживанию суженного участка долины Чулышмана выше устья Шавлы мореной второго оледенения.

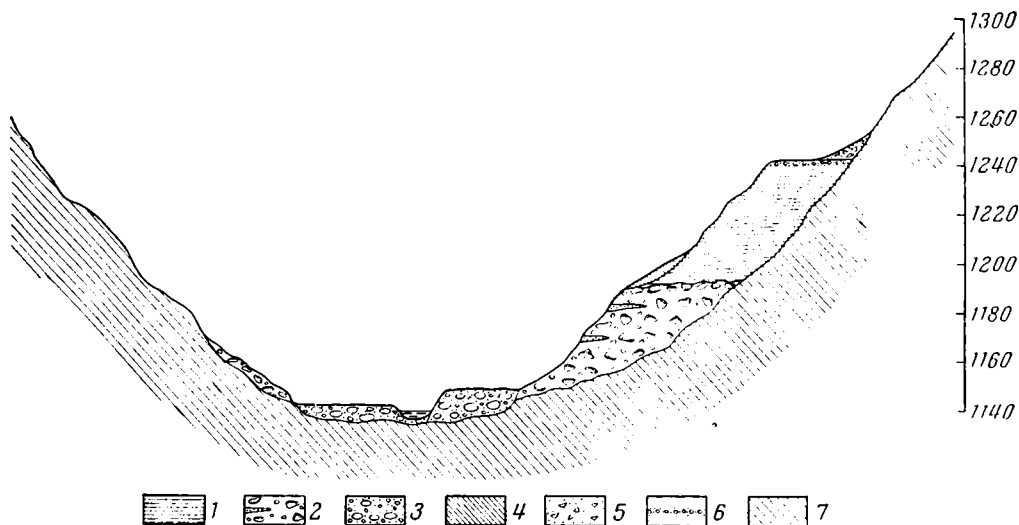


Фиг. 52. Маргинальные каналы в левом склоне долины р. Хемчик, напротив устья р. Ары-Хем



Фиг. 53. Озерно-ледниковые глины в долине р. Чулышман, напротив устья р. Еланду

В относительно расширенном участке долины Чулышмана, ниже устья р. Асолак глины слагают подобие террасы с ровной поверхностью (фиг. 53). Лежат глины на морене и на оглаженных ледником коренных породах склона долины (гранитах и сланцах).



Фиг. 54. Положение горизонтально-слоистых глин в долине р. Чулышман, напротив устья р. Еланду:

1 — горизонтально-слоистые глины; 2 — морена с линзами супеси; 3 — валунные галечники поймы и I надпойменной террасы; 4 — осыпь глин; 5 — осыпь сланцев; 6 — галечник с гравием; 7 — сланцы (Pz)

В северной части расширенного участка долины Чулышмана, в правом склоне, напротив устья Еланду обнажаются (сверху вниз) (фиг. 54):

Мощность, м

- | | |
|---|----|
| 1. Галечник мелкий и средний, серый, с гравийно-грубопесчаным цементом. Состав галек преимущественно песчаниковый, гранитный и сланцевый | 1 |
| 2. Глина плотная, плитчатая, известковистая, пепельно-серая. Слойки — плитки имеют толщину от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. В сухом виде они легко отделяются друг от друга, благодаря наличию тончайших прослоев мелкого песка. Заметной дифференциации механического состава в слоях не обнаруживается. Отдельные прослои глины толщиной до 0,2—0,3 м не имеют хорошо выраженной слоистости и не дают плитчатой отдельности. Изредка встречаются прослои алевроитового материала мощностью 0,5—1,0 м (табл. 5). В нижней части слоя присутствуют известковистые конкреции, аналогичные конкрециям из описанных выше озерно-ледниковых отложений долины Хемчика (см. фиг. 50). На наиболее крутых участках склона глины разбиты многочисленными трещинами, по которым отдельные блоки смещены на несколько сантиметров в результате гравитационных процессов | 33 |
| 3. Та же глина, сползшая по склону | 22 |
| 4. Валунный галечник. Валуны и глыбы (до 1,5 м) слегка обработаны | 1 |
| 5. Супесь пепельно-серая, щебенчато-валунная, с линзами гравелистого песка мощностью до 0,5 м — морена | 41 |
| 6. Валунный галечник I надпойменной террасы | 7 |

В приведенном и в других разрезах глины в долине Чулышмана залегают на морене. Их тонкий состав (см. табл. 5), горизонтальная сло-

стость, близкая к ленточной, наличие известковистых конкреций, полное отсутствие грубого материала указывают на озерные условия образования. Слой галечника на поверхности глины свидетельствует о смене озерной обстановки речной.

Таблица 5

Гранулометрический состав озерно-ледниковых глин из долины Чулышмана
(в вес. %)

Номер образца	Глубина взятия образца, м	Фракции, мм							
		1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005	<0,01
99	1			0,04	3,92	31,99	28,12	35,93	64,05
100	2			0,01	2,13	11,85	13,24	72,77	86,01
101	3			0,01	4,17	8,29	12,42	75,11	87,53
102	4	0,02	0,01	0,14	8,46	8,63	28,01	54,73	82,74
103	5			0,05	6,51	12,69	25,62	55,13	80,75
104	6	0,01		0,05	7,94	14,67	6,55	70,78	77,33
105	7	0,05	0,01	0,10	6,55	11,84	24,56	56,89	81,45
106	8	0,03		0,11	0,79	6,25	23,37	69,45	92,82
107	9			0,10	3,82	20,97	18,29	56,82	75,11
108	10	0,01	0,01	0,08	10,32	17,62	25,26	46,70	71,96
109	11			0,05	1,88	15,99	40,39	41,69	82,08
110	12			0,03	3,82	29,45	33,19	33,51	66,70
111	13			0,05	5,61	56,70	23,26	14,38	37,64
112	14	0,17	0,13	0,50	10,61	27,39	8,56	52,64	61,20
113	15			0,02	6,34	24,20	24,61	44,83	69,44
114	16			0,04	3,32	43,76	30,92	21,96	52,88
115	17			0,01	8,11	17,24	27,56	47,08	74,64
116	18	0,02	—	0,10	3,66	11,78	10,72	73,72	84,44
117	19			0,03	2,09	3,64	18,20	76,04	94,24
118	20			0,04	2,11	21,64	41,74	34,47	76,21
119	21			0,01	2,37	8,80	8,97	79,85	88,82
120	22			0,02	3,34	5,16	3,85	87,63	91,50
121	23			0,01	2,54	13,44	18,78	65,23	84,01
122	24			0,01	5,94	19,62	28,30	46,13	74,43
123	25			0,04	7,16	34,79	22,58	35,43	58,01
124	26			0,01	8,44	14,85	4,55	72,15	76,70
125	27			0,02	7,03	14,61	7,51	70,83	78,34
126	28			0,02	4,84	12,86	32,44	49,84	82,28
127	29			0,03	6,47	25,52	28,12	39,86	67,98
128	30			0,03	3,19	5,09	18,29	73,40	91,69
129	31			0,06	4,79	43,38	27,74	24,03	51,77
130	32			0,034	4,78	48,44	25,31	21,43	46,74
131	33			0,01	3,87	8,97	13,53	73,62	87,15

Наличие базального слоя валунного галечника на поверхности морены (слой 4 на фиг. 54), ненарушенное или слабо нарушенное залегание глин позволяют склониться к мнению, что во время их формирования участок долины Чулышмана, в районе устья Еланду и выше к этому времени был свободным от льда.

В районе описанного обнажения, а также выше устья р. Асоллак глины поднимаются по склону до уровня около 200 м над урезом реки. Это указывает на значительные размеры озерного бассейна, в котором образы-



Фиг. 55. Обнажение аллювиальных, ледниковых и озерно-ледниковых отложений в долине р. Кубадру:

Д — местоположение озерно-ледниковых алевроитов и глин; Б — морена последнего оледенения
В — эоплейстоценовый аллювий

вались глины. Озеро такой большой глубины (более 200 м) в крупной горной долине могло образоваться только в условиях обвального или ледникового подпруживания. В данном случае речь может идти только о ледниковом подпруживании, поскольку следы обвала в долине Чулышмана ниже разбираемого участка полностью отсутствуют.

Озерный бассейн здесь образовался благодаря подпруживанию участка долины Чулышмана мощным ледником долины его правого притока — Шавлы во время деградации ледников второго оледенения. Это подпруживание объясняется неравномерным стаиванием льдов, обусловленным рядом факторов. Так, если обратиться к рассмотрению основных питающих центров ледников Шавлы и Чулышмана, то можно обнаружить большое различие между ними. В самом деле основные центры питания ледников Чулышмана и Шавлы (см. карту оледенения) резко отличаются по масштабам, удаленности от рассматриваемого участка и по морфологии магистральных участков долин, по которым двигались ледники.

Преимущества ледника Шавлы состояли в том, что, во-первых, питающий центр его располагался в наиболее высокой, сильно расчлененной части Чулышманского хребта, обращенной к тому же в сторону господствовавших здесь ветров западных румбов, во-вторых, этот питающий центр располагался значительно ближе к рассматриваемой части, нежели питающие центры ледника долины Чулышмана и, в-третьих, магистральная долина Шавлы глубже долины Чулышмана и имеет более благоприятное для сохранения льда от таяния субширотное расположение (см. фиг. 27). Все это и обеспечивало резко выраженную неравномерность в сокращении ледников основной долины и его притока, которая приводила к явлению подпруживания.

Основываясь на том, что глубина озерного бассейна в долине Чулышмана в месте распространения глин превышала 200 м и учитывая уклон долины до устья Шавлы, необходимо заключить, что ледник долины Шавлы, вызвавший подпруживание, должен был иметь мощность не менее 400 м. А поскольку ледник долины Шавлы во время максимума второго оледенения имел мощность около 1000—1200 м, можно считать, что подпруживание долины Чулышмана ледником Шавлы происходило по существу в заключительный этап деградации оледенения. Однако подпруживание здесь происходило не в период существования стадияльных ледников, как

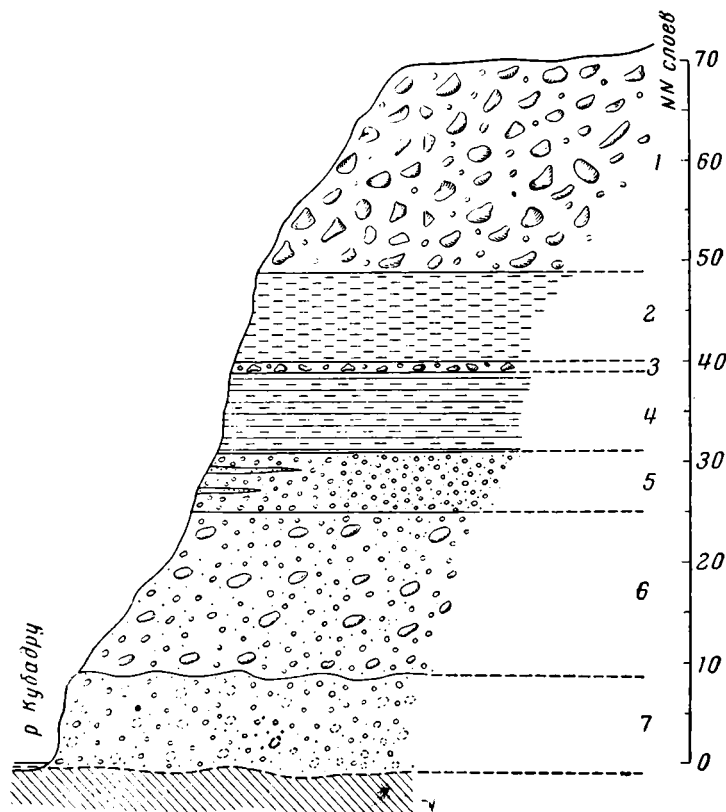
в долине Хемчика, а несколько раньше, так как стадияльные морены ледников бассейна Шавлы располагаются значительно выше устья этой реки (см. фиг. 27).

Таким образом, и здесь происхождение надморенных горизонтально-слоистых осадков не может быть оторвано от заключительного этапа существования ледников.

Ниже устья р. Еланду, в том же правом склоне долины Чулышмана, Л. И. Семихатова (1934) наблюдала разрез, в котором аналогичные глины (мощностью 10 м), залегающие на морене, в свою очередь перекрываются мореной (мощностью 10—15 м). Наблюдать этот разрез нам, к сожалению, не пришлось.

Залегание озерно-ледниковых глин под мореной здесь может быть связано с последующим сползанием морены на глины, или свидетельствует о их образовании или под льдом или внутри него. Глины и суглинки в долине р. Кубадру, впервые описанные Е. Н. Шукиной (1953) как озерно-ледниковые горизонтально-слоистые супеси, образовались, по-видимому, в несколько отличных условиях от тех, в которых формировались глины долины Чулышмана.

Приведем разрез, который автор наблюдал в левом склоне долины Кубадру, в 300 м ниже моста через эту реку. Здесь обнажаются сверху вниз (фиг. 55, 56):



Фиг. 56. Разрез ледниковых, озерно-ледниковых и аллювиальных отложений в левом склоне долины р. Кубадру. Объяснения см. в тексте

1. Супесь пепельно-серая, щебнисто-валунная — морена последнего оледенения 21
2. Алеврит глинистый и глина алевритовая, переслаивающиеся, серые и зеленовато-серые, тонкослоистые, с линзами и прослоями древесно-щебнистого материала. Слоистость типа ленточной; толщина лент невыдержанная — от 3—5 мм до нескольких сантиметров. Прослой и линзы древесно-щебнистого материала мощностью до 10—20 см содержат значительное количество грубого песка. Как в этих прослоях и линзах, так и в самих алевритах и глинах встречаются слабо обработанные валуны размером до 0,5 м. Алевриты и глины разбиты трещинами с амплитудой смещения по ним до нескольких сантиметров. В отдельных случаях в них отчетливо видна микроскладчатость. Разрозненные обломки пород в слое облекаются лентами алеврита или глины 9
3. Суглинок серый и зеленовато-серый, сильно щебнисто-валунный, неслоистый — морена последнего оледенения 1
4. Глина алевритовая и алеврит глинистый в основном такие же, как в слое 2. Их отличие состоит лишь в том, что они почти лишены щебнисто-валунного материала 8
5. Галечник серый, с линзами песчаного и гравийного материала мощностью до 30—40 см. Гальки по преимуществу хорошо окатаны. Средне- и мелкозернистые пески в линзах слегка глинистые, желтовато-зеленого цвета, а крупнозернистые — зеленовато-темно-серые 6
6. Галечник валунный, серый. Валуны и гальки хорошо окатаны; преобладает гранитный материал. Цемент — песчано-гравийный, слегка суглинистый. Встречаются валуны размером до 1 м 16
7. Галечник валунный, желтовато-бурый, выветрелый (так называемая башкауская морена). Видимая мощность до уреза воды 9

Таблица 6

Гранулометрический состав ленточных глин и суглинков из долины р. Кубадру
(в вес. %)

Номер образца	Глубина взятия образца, м	Фракции, мм											
		>10	10—5	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005	<0,01
50	22	—	1,72	2,88	0,97	0,61	0,27	1,39	21,97	28,12	12,05	30,02	42,07
51	23	—	0,75	0,37	0,37	0,07	0,06	0,25	7,90	14,89	23,57	51,77	75,38
52	24	—	—	—	—	—	—	0,05	7,10	59,32	19,02	14,51	33,53
53	25	0,77	—	0,54	0,77	0,45	0,13	1,03	21,97	36,74	16,51	21,09	37,60
54	26	3,63	13,09	13,09	5,60	6,01	1,94	6,64	13,73	16,23	6,76	13,28	20,04
55	27	—	—	0,14	0,14	0,05	0,03	0,06	10,00	51,04	20,19	18,35	38,54
56	28	—	—	—	—	0,01	0,01	0,08	6,71	40,15	29,14	23,90	53,04
57	29	—	—	—	—	—	—	0,06	7,10	7,82	40,53	44,49	85,02
58	30	4,45	3,74	5,39	2,51	3,21	0,99	2,93	10,48	24,72	13,25	28,33	41,58
59	31	—	—	0,77	0,38	1,03	0,75	5,28	22,36	27,85	14,53	27,05	41,58
60	32	—	—	—	0,43	0,08	0,03	0,14	6,05	27,31	22,47	43,49	65,56
61	33	—	0,43	0,43	0,43	0,06	0,04	0,15	6,30	29,20	21,36	41,60	62,96
62	34	—	—	—	—	—	—	0,08	6,16	33,34	16,54	43,88	60,42
63	35	—	—	—	—	—	—	0,03	2,61	43,43	23,90	30,03	53,93
64	36	—	—	—	—	—	—	0,08	4,94	35,27	25,25	34,46	59,71
65	37	—	—	—	—	—	—	0,10	18,05	58,22	13,39	10,24	23,63
66	38	—	—	—	—	—	0,01	0,55	13,68	48,93	20,55	16,29	36,83
67	39	—	—	—	—	—	—	0,02	5,79	51,58	22,88	19,73	42,61
68	40	—	—	—	—	—	—	0,04	2,86	60,33	21,13	15,64	36,77
74	42	—	—	—	—	0,06	0,72	3,57	41,10	46,34	4,43	3,78	8,21
75	43	—	—	—	—	—	—	0,02	23,25	65,69	6,69	4,35	11,04

По гранулометрическому составу рассматриваемые глины и алевроиты (слои 2 и 4) несколько отличаются от глин долины Чулышмана — они более грубы, как это видно из табл. 6, но по характеру слоистости, новообразованиям и цвету они очень близки к ним.

Существенное отличие глин и алевроитов долины Кубадру состоит в том, что они не безвалунны. Наличие в них валунов и прослоев морены также свидетельствует об их генетической связи с ледниками второго оледенения.

Подморенные и внутриморенные глины и суглинки образовывались во внутриледниковых и подледниковых слабопроточных промоинах, которые заваливались впоследствии вытаявавшей мореной. Морена и отдельные валуны попадали в промоины и во время накопления этих отложений. В процессе вытаявания глины проецировались, в зависимости от своего положения в толще ледника, или на морену, или на подледниковые отложения. Неравномерность оседания при вытаявании приводила к образованию микроскладок, которые, например, наблюдались нами в суглинках долины Кубадру.

Для озерно-ледниковых отложений долин Хемчика, Чулышмана, Кубадру весьма характерен своеобразный состав глинистой фракции. Основная масса глинистой фракции (частиц <0.01 мм) алевроитов и глин почти не содержит глинистых минералов. В ее состав входят главным образом мельчайшие обломки исходных коренных пород и минералов (слюдисто-хлоритовых сланцев, роговой обманки, полевых шпатов, кварца, листочки слюд и другие). По данным Н. В. Ренгартен, исследовавшей эти породы под микроскопом, глинистая фракция лишена не только аутигенных образований глинистых минералов, но и признаков диагенетического преобразования переотложенных пелитовых частиц полевых шпатов, слюд, хлорита. Очевидно, что выносившийся из морены и со склонов долин тонкоизмельченный пелитовый материал, попадая в осадок, захоронялся, не подвергаясь никаким изменениям. Причину такого явления, по мнению Н. В. Ренгартен, следует усматривать в полном отсутствии органических остатков в разбираемых отложениях. Если бы органическое вещество поступало, но впоследствии разложилось, то это отразилось бы на минералообразовании. Однако никаких признаков влияния органического вещества на минералообразование по заключению Н. В. Ренгартен, не отмечается. Глины эти обладают низкой пластичностью.

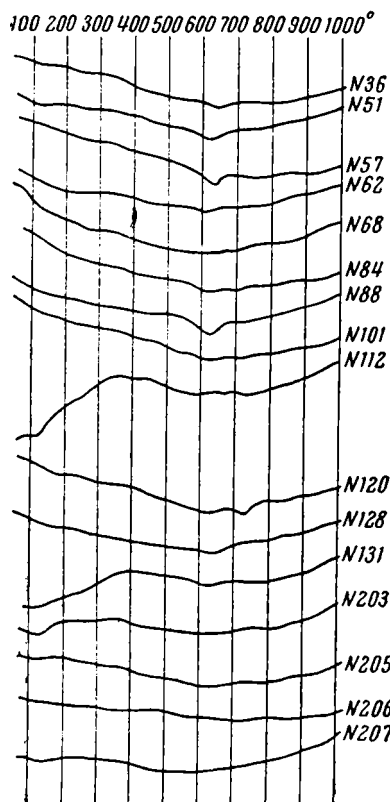
Консервации терригенного глинистого материала способствовала также низкотемпературная среда, в которой он отлагался.

Термический анализ озерно-ледниковых глин, произведенный в Геологическом институте АН СССР Д. А. Виталь, подтверждает выводы Н. В. Ренгартен (фиг. 57).

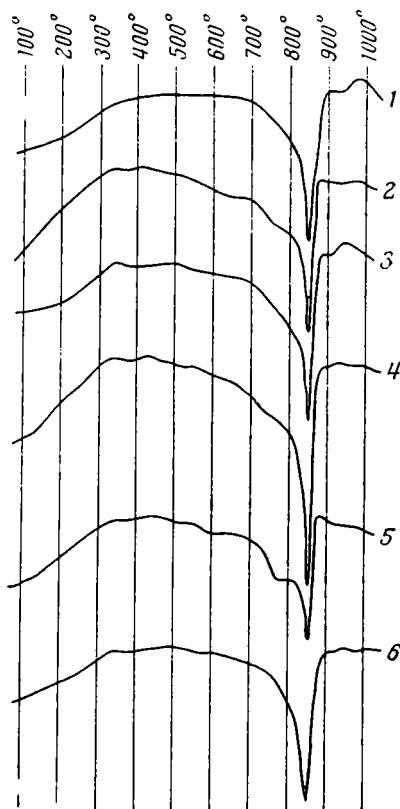
Озерно-ледниковые отложения содержат, как уже отмечалось выше, карбонатные конкреции. По форме конкреции довольно разнообразны, преобладают уплощенно-округлые чечевицеобразные. Для чечевицеобразных конкреций характерны сростки нескольких конкреций в плоскости напластования (см. фиг. 50).

Показательна зависимость форм конкреций от гранулометрического состава отложений. Чем грубее отложения, тем конкреции становятся более плоскими и тонкими. Это, по-видимому, связано с тем, что алевроитовые тонкие прослои в таких случаях чередуются с песчаными. Если, однако, песчаная прослойка очень тонка, то она не препятствует росту конкреции. Определенная мощность песчаной прослойки определяет толщину конкреции в поперечном к слоистости направлении.

Эта зависимость очень хорошо иллюстрируется на примере конкреций из алевроитов долины Хемчика. Конкреции-сростки в этих отложениях не встречены.



Фиг. 57. Термограммы озерно-ледниковых глин и алевролитов из долин рек Хемчик, Чулышман, Кубадру



Фиг. 58. Термограммы конкреций из озерно-ледниковых отложений долин рек Хемчик (6), Чулышман (4, 5), Кубадру (2, 3) и флювиогляциальных отложений (оза) долины р. Сары-Ачек (1)

Тонкослоистым глинам и глинам с плохо выраженной слоистостью свойственны конкреции чечевицеобразной формы и их сростки, а также изометричные желвакообразные конкреции (см. фиг. 50). В краевых частях конкреции из алевролитов и слоистых глин почти всегда хорошо сохраняется текстура вмещающей породы. Слойки породы в конкрециях из алевролитов долины Хемчика создают ступенчатое строение краевых частей конкреций.

Состав конкрециеобразователя, по определению Н. В. Ренгартен, изучавшей конкреции в шлифах, кальцитовый. Об этом же свидетельствуют и кривые нагревания конкреций, полученные Д. А. Виталь (фиг. 58). Исследование конкреций, произведенное З. В. Тимофеевой, выявило их более сложный состав и показало их полное сходство с конкрециями из долины р. Чегем (Кавказ), подробно изученными недавно З. В. Тимофеевой (1960). Центральная часть крупных конкреций состоит преимущественно из углекислого марганца, периферическая — из кальцита. В мелких конкрециях большая роль принадлежит углекислому марганцу. Тем самым и на материале алтайско-тувинских конкреций З. В. Тимофеевой получены подтверждения ее вывода о двух стадиях формирования конкреций: в первую — марганцево-кальцитовую шло перераспределение в осадке и марганца и кальцита, во вторую — кальцитовую — роль марганца заметно снижалась.

З. В. Тимофеева установила, что конкреции в толще озерно-ледниковых отложений долины р. Чегем имеют диагенетическое происхождение. Хорошо развитые конкреции появляются, по данным З. В. Тимофеевой, с глубины 10—12 м, в зародышевом виде они встречаются и значительно выше по разрезу. Верхняя часть толщи мощностью в 10—12 м, имеющая лишь зародышевые конкреции, по приближенным расчетам З. В. Тимофеевой (1960), формировалась в течение 3500 лет. Следовательно, примерно этот срок необходим для того, чтобы после отложения озерно-ледниковых осадков начался процесс интенсивного образования конкреций.

Положение аналогичных конкреций в горизонтально-слоистых отложениях оза из долины р. Сары-Ачек (Алтай) позволяет говорить о значительно меньшем отрезке времени, необходимом для начала конкрециеобразования после отложения осадка. Конкреции в алевролитах этого оза встречаются на глубине всего 5 м. Поскольку средняя толща годовичных лент в отложениях оза составляет около 1 см, можно считать, что верхняя часть отложений оза, не имеющая конкреций, накапливалась в течение около 500 лет. Отсутствие морены на поверхности оза указывает на то, что формирование его происходило в поверхностной части ледника и прекратилось со станиванием льда.

Итак, наличие марганцево-кальцитовых конкреций в озерно-ледниковых отложениях указывает на близкие условия среды формирования этих осадков. Этой средой, как из всего явствует, были слабо проточные над-, внутри, или подледниковые бассейны (иногда, по-видимому, небольших размеров), а также ледниково- и обвально-подпрудные бассейны в период деградации льдов второго оледенения. Из этого следует, что рассмотренные конкреции могут использоваться как руководящие новообразования при установлении генетического типа озерно-ледниковых глинистых и алевроитовых осадков. К такому же выводу пришла и З. В. Тимофеева (1960) на основании изучения конкреций из озерно-ледниковых отложений долины р. Чегем на Кавказе.

Естественно, что указанное конкрециеобразование могло происходить в аналогичных осадках и во время более древнего — первого оледенения. Однако фактическим материалом, подтверждающим это, мы не располагаем.

Значительная мощность горизонтально-слоистых глин и суглинков (в отдельных случаях до 50 м и больше) не может вызывать сомнений в их озерно-ледниковом происхождении, поскольку они могли накапливаться с довольно большой скоростью. Это подтверждается известными фактами по современному осадконакоплению в аналогичных условиях. Так, например, по наблюдениям Джонстона (Johnston, 1922), в современном ледниковом озере в штате Альберта (Канада) ленточные глины накапливаются со скоростью 15 см в год.

На основании изложенного трудно согласиться с мнением Л. Д. Шорыгиной (1957, 1960) и Е. Н. Шукиной (1953, 1960), согласно которому озерно-ледниковые отложения являются межледниковыми. Л. Д. Шорыгина, основываясь на наших материалах по долине Хемчика, пишет, например: «в долине верхнего течения р. Хемчик, несколько выше его правого притока р. Чоонхем... видны междуморенные слоистые пески и супеси с характерными карбонатными конкрециями в виде лепешек. На Алтае осадки, содержащие подобные конкреции, также приурочены к отложениям разделяющим верхнюю и среднюю морену» (Шорыгина, 1960, стр. 191).

Судя по привлекаемым Л. Д. Шорыгиной для обоснования существования межледниковья спорово-пыльцевым спектрам из аллювиальных отложений долины р. Чингекат, климат межледниковья должен был быть примерно таким, как современный, или даже более теплым. Следова-

тельно, отложения с конкрециями в долине Хемчика (см. фиг. 49) должны были формироваться в обычной горной долине, по существу такой же как и сейчас. А какие этому доказательства? Ведь сейчас в горной части долины Хемчика не формируются даже галечниковые отложения (а только более грубые), не говоря уже о песчаных и суглинистых. Никакого обоснования в пользу приведенного выше утверждения Л. Д. Шорыгина не приводит.

Горизонтально-слоистые отложения долины Кубадру (разбавившиеся выше), а также долины Чаган-Узуна в Чуйской котловине Е. Н. Шукина (1953, 1960) относит к межледниковым на том основании, что они залегают под мореной. Но по ее же данным (Шукина, 1953) и устному сообщению О. А. Раковец, горизонтально-слоистые отложения долины Чаган-Узуна слагают хорошо выраженную линзу в совершенно однородной пепельно-серой морене.

Названные озерно-ледниковые отложения из долин Кубадру и Чаган-Узуна Е. Н. Шукина (1953) коррелирует с подморенными, по-видимому, иного генезиса отложениями, расположенными на восточном берегу Телецкого озера у пос. Беле. Здесь эти отложения содержат пыльцу лесной и травянистой растительности, по которой и восстанавливаются палеогеографические условия межледникового времени.

В отдельных случаях и озерно-ледниковые отложения содержат пыльцу растительности плейстоценового облика. Положение, что озерно-ледниковые отложения могут содержать пыльцу, не должно вызывать сомнений. Ведь достаточно ясно, что эти отложения формируются за счет материала, вымываемого из морены при таянии ледников. А морена содержит в себе рыхлый материал доледникового четвертичного возраста, который был обогащен спорами и пылью растений, заселявших территорию в соответствующее время. Обогащенность озерно-ледниковых отложений пылью и спорами, по сравнению с мореной, должна быть более высокой, так как первые представляют собой по существу концентрат из моренного материала.

В связи с тем, что горизонтально-слоистые отложения в области горного оледенения формировались в условиях четко доказываемых подпруживаний ледниками или в депрессионных участках на поверхности ледников, обязанных своим возникновением протаванию, при изучении этих осадков мы никак не можем отвлечься от палеогеографической обстановки ледникового времени. Ведь при деградации ледников второго оледенения, покрывавших обширные площади рассматриваемой территории, не было еще благоприятных условий для произрастания растительности, близкой к современной, не говоря уже о более теплолюбивой. Следовательно мы вправе рассчитывать встретить в отложениях водно-ледникового комплекса пыльцу и споры растений, произраставших здесь только в доледниковое время (мы говорим «в доледниковое время», потому что не располагаем достоверными данными о существовании межледникового времени).

Посмотрим теперь, насколько сказанное подтверждается фактическим материалом. Опробование на пыльцу и споры озерно-ледниковых глин и суглинков из наших сборов в долинах Хемчика, Чулышмана, Кубадру не дало положительных результатов. Вместе с тем, значительная концентрация пыльцы и спор известна в подобных отложениях как на рассматриваемой, так и на соседних территориях (сборы геологов Всесоюзного аэрогеологического треста — О. А. Раковец и Е. В. Девяткина).

Так, из двух обнажений озерно-ледниковых отложений долины Большого Улагана (в районе пос. Тужар), залегающих на коренных породах и не перекрытых другими отложениями, в спорово-пыльцевой лаборатории

Всесоюзного аэрогеологического треста анализировались 13 образцов и определены следующие представители растений (в процентах):

<i>Pinus</i>	— от 26,4 до 64,0	<i>Quercus</i>	— до 0,6
<i>Picea</i>	— от 4,5 до 38,0	<i>Artemisia</i>	— от 10,0 до 60,0
<i>Abies</i>	— до 3,0	<i>Chenopodiaceae</i>	— от 8,6 до 60,0
<i>Tsuga</i>	— до 9,7	<i>Compositae</i>	— до 12,0
<i>Betula</i>	— от 5,7 до 62,0	<i>Ephedra</i>	— до 11,7
<i>Carpinus</i>	— до 4,8	<i>Gramineae</i>	— до 11,7
<i>Corylus</i>	— до 6,0	<i>Coryophyllaceae</i>	— до 6,6
<i>Alnus</i>	— до 1,0	Разнотравье (неопред.)	— до 35,0
<i>Juglans</i>	— до 1,5	<i>Ericaceae</i>	— до 6,4
<i>Tilia</i>	— до 1,2	Водные	— до 13,0
<i>Acer</i>	— до 0,5		

По количеству пыльцы в составе растительности резко преобладают древесные (от 77,0 до 95%).

Из образцов озерно-ледниковых отложений Джулу-Кульской котловины (в приустьевой части р. Богояш), собранных Е. В. Девяткиным, В. Н. Тихомиров получил из трех образцов такой состав пыльцы и спор (в процентах):

<i>Pinus</i>	— от 49 до 80	Разнотравье	— до 14,6
<i>Picea</i>	— от 2 до 4	<i>Lyguminosae</i>	— до 3
<i>Betula</i>	— от 9 до 46	<i>Ephedra</i>	— до 4
<i>Alnus</i>	— до 1,2	<i>Gramineae</i>	— до 6,3
<i>Artemisia</i>	— от 15,3 до 67	<i>Compositae</i>	— до 15,3
<i>Chenopodiaceae</i>	— от 14 до 50	<i>Caryophyllaceae</i>	— до 23,0

Получается, таким образом, вполне закономерная картина. Там, где озерно-ледниковые отложения формировались в непосредственной близости к размывавшимся в то время третичным отложениям, они обогащались пыльцой из этих отложений (в долине Большого Улагана). Там же, где формирование озерно-ледниковых отложений шло за счет морены, обогащенной по преимуществу доледниковыми четвертичными отложениями, — в составе спорово-пыльцевых спектров преобладают представители типично плейстоценового возраста. Только игнорируя естественный процесс обогащения озерно-ледниковых отложений пыльцой и спорами из морены, можно, например, истолковывать спектры с четвертичной растительностью, подобные джулу-кульскому, как межледниковые.

Е. Н. Щукина (1953) и Л. Д. Шорыгина (1957, 1960), считающие озерно-ледниковые отложения межледниковыми, не объясняют одного немаловажного обстоятельства — происхождения озерных бассейнов, особенно, в глубоких горных долинах, таких как долины Хемчика, Чулышмана. Как отмечалось выше, озера глубиной до 200 м и более в этих долинах могли образовываться только благодаря обвальной или ледниковой подпруде. Но обвальная подпруда здесь отсутствовала, не было, по представлениям Е. Н. Щукиной (1953) и Л. Д. Шорыгиной (1960), и ледников, поскольку глины формировались в указанных долинах в межледниковое время, когда здесь широко были развиты леса. Конечные морены не могли создавать в этих долинах подпруду. В долине Чулышмана, например, конечная морена отсутствует, а в долине Хемчика стадияльная морена находится на более низком гипсометрическом уровне, по сравнению с озерно-ледниково-речными отложениями, вследствие чего она не могла выполнять роль подпруды.

Таким образом, палеогеографические условия формирования озерно-ледниковых отложений и известные случаи наличия в них переотложений пыльцы третичных растений полностью противоречат отнесению этих образований к межледниковым.

Рассмотрим возрастные соотношения разобранных ледниковых, флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений, хотя в какой-то мере они уже были освещены. Основное внимание при описании указанных образований, было уделено, как видно из предыдущего изложения, отложению, генетически связанным со вторым оледенением. Это объясняется тем, что образования этого оледенения пользуются наибольшим распространением. Судя по тому, что конечные морены второго оледенения являются максимально выдвинутыми в речных долинах, можно считать, что это оледенение имело максимальное развитие (на причинах этого мы остановимся в следующих главах).

Подавляющее большинство исследователей Алтая и Саян, изучавших в той или иной мере вопросы четвертичного оледенения [Г. И. Гранс (1916), И. С. Гудиллин, А. Л. Додин, И. Г. Нордега (1952), Л. Н. Ивановский (1956₁, 1957₁), З. А. Лебедева (1938), И. А. Молчанов (1932), А. И. Москвитин (1946), В. П. Нехорошев (1930, 1932₁, 1932₂, 1958, 1959), В. А. Обручев (1914), С. В. Обручев (1953), К. И. Постоев (1932), Ю. П. Селиверстов (1957, 1959), П. М. Татарinov, В. А. Кузнецов, К. С. Филатов (1934), Л. Д. Шорыгина (1957), Е. Н. Шукина (1953, 1960) и другие], считает, что хорошо сохранившиеся конечные морены принадлежат последнему оледенению, развивавшемуся в конце четвертичного времени. Многие авторы сопоставляют это оледенение с вюрмским и считают его верхнеплейстоценовым.

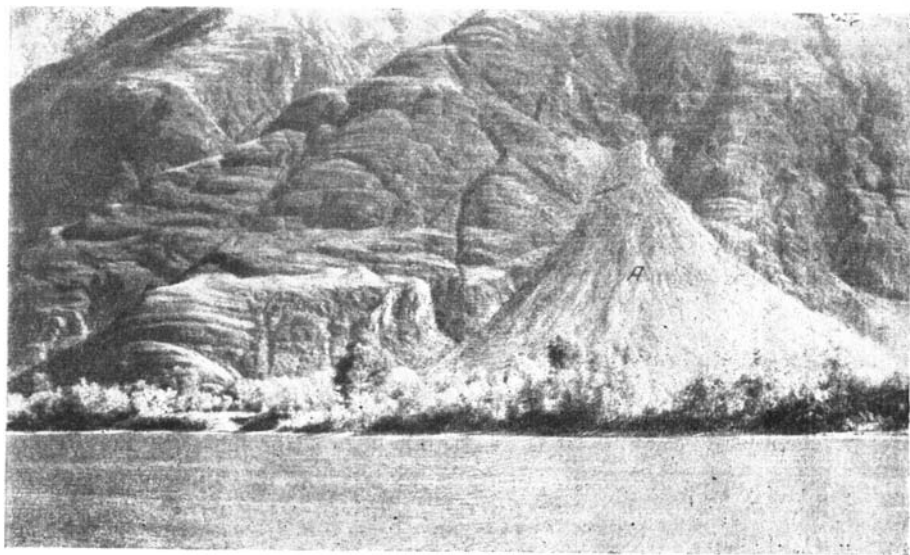
Конечные морены, расположенные в верхних участках тех же долин, считаются обычно стадильными. Их количество, по мнению Л. Н. Ивановского (1957₁), например, в Южно-Чуйском хребте достигает четырех.

Лишь немногие исследователи полагают, что максимально выдвинутые в долинах конечные морены принадлежат не последнему, а предпоследнему оледенению. Стадильная же морена большинства авторов принимается в таких случаях за морену последнего оледенения. Первым для юго-восточного Алтая такую точку зрения высказал А. В. Аксариин (1937). Доказательств самостоятельности этих двух оледенений он не привел.

Такую же точку зрения на вопросы оледенения юго-восточного Алтая высказали недавно Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1957, 1958). По их мнению, наиболее выдвинутые морены принадлежат первому максимальному среднечетвертичному оледенению. Последнее верхнечетвертичное оледенение с рядом стадий, согласно этим авторам, отделяется от максимального межледниковья, во время которого произошли резкое поднятие территории, провал Телецкого озера и сопряженное с ним глубокое врезание долин Чулышмана, Башкауса. Палеонтологического обоснования среднечетвертичного возраста указанного максимального оледенения эти авторы не приводят.

Большинство названных выше исследователей относят конечные морены последнего оледенения к верхнечетвертичному времени, основываясь на том, что рельеф этих морен, равно как и другие следы оледенения, которому они принадлежат, отличаются большой свежестью. Некоторые авторы, как И. С. Гудиллин, А. Л. Додин, И. Г. Нордега (1952), Л. Д. Шорыгина (1957), в своих выводах о верхнеплейстоценовом возрасте морен последнего оледенения опираются также на факты нахождения в одновозрастных с моренами флювиогляциальных и аллювиальных отложениях остатков таких представителей фауны, как *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.).

На рассматриваемой территории остатков фауны в отложениях, одновозрастных с конечными моренами последнего оледенения (второго оледенения нашей схемы), не обнаружено. Однако все косвенные данные указывают на то, что эти морены имеют верхнеплейстоценовый возраст.



Фиг. 59. Ледниковая шлифовка на правом склоне долины р. Чулышман, ниже устья р. Башкаус. А — конус осыпания

Конечные морены второго оледенения в Западной Туве одновозрастны, как отмечалось выше, с отложениями самой молодой из террас — I надпойменной, имеющей высоту в среднем 4—6 м. Моложе этой террасы только два уровня поймы: высота одного — 0,5—1 м, второго — 2—3 м. Отложения же II надпойменной террасы в Западной Туве, на основании находок остатков в них мамонта раннего типа (см. фиг. 24), могут датироваться, согласно В. И. Громову (1957), второй половиной среднего плейстоцена. Следовательно, эти взаимоотношения террас свидетельствуют в большей мере о верхнеплейстоценовом, нежели о среднеплейстоценовом возрасте I надпойменной террасы, синхронной конечным моренам второго оледенения.

При определении возрастных взаимоотношений ледниковых образований нельзя не учитывать и такие существенные факторы, как свежесть следов оледенения и связь его с современным рельефом. Свежесть следов второго оледенения можно наблюдать в многообразном их проявлении и, прежде всего, в характере аккумулятивного конечноморенного рельефа.

Здесь нужно отметить, что в горах Западной Тувы, несмотря на интенсивный характер выпадения осадков летом (до 70 мм в сутки), что важно для понимания развития денудационных процессов в конечноморенном рельефе, сохраняются холмы и глубокие — до 7—8 м западины с крутизной склонов до 40°.

Далее, на крутых склонах многих ледниковых долин сохраняются иногда значительные участки относительно рыхлого моренного материала. Так, в нижнем участке долины Чулышмана, где количество осадков, по-видимому, приближается к 1000 мм (на восточном берегу Телецкого озера их выпадает до 900 мм), на склонах до 30—40° сохраняются еще обрывки морены (фиг. 35).

Прекрасным показателем недавнего оледенения является также и сохранность ледниковой шлифовки на склонах долин (фиг. 59) и водоразделах, покрывавшихся льдами во время второго оледенения.

Весь ледниковый комплекс второго оледенения тесно связан с современным рельефом. Никаких сколько-нибудь значительных изменений его со времени деградации оледенения не отмечается. Локальное врезание рек до 50—100 м в ледниковые, флювиогляциальные отложения и в выступы коренного ложа долин является естественным следствием выработки ими профиля после исчезновения льдов. Общее же врезание во внеледниковой области, судя по средней высоте I надпойменной террасы, синхронной второму оледенению, составляет в среднем 4—6 м. Врезание рек в троговых долинах выше конечных морен, как правило, не превышает 2—3 м. Естественно, что провала Телецкого озера и врезания долин Чулышмана и Башкауса после этого оледенения не было — все склоны этих долин и озера обработаны ледниками второго оледенения (фиг. 59), сливавшимися в единый ледник в низовье Чулышмана, который оставил конечную морену у северной оконечности Телецкого озера, в районе пос. Артыбаш.

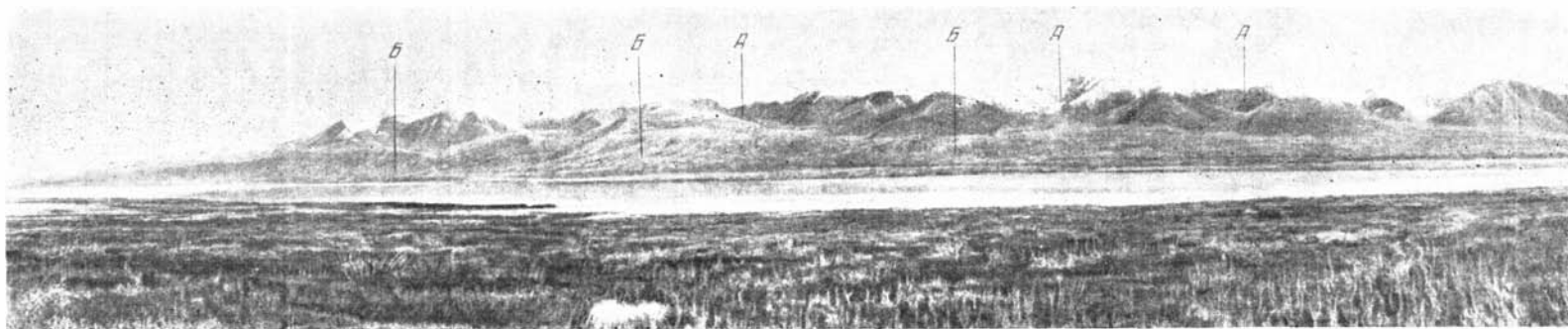
На основании изложенного и учитывая известные факты нахождения в отложениях, синхронных хорошо сохранившимся моренам, остатков мамонта и других животных (Гудилин, Додин, Нордега, 1952; Шорыгина, 1957), мы считаем, что эти морены имеют верхнеплейстоценовый возраст. Такого же мнения придерживались первоначально и Е. Н. Шуккина относившая морены майминского оледенения (конечные морены у Маймы и Артыбаша) к верхнему плейстоцену. Однако в последней работе Е. Н. Шуккина (1960), а также и Л. Д. Шорыгина (1960), не приводя новых данных, решили вопрос о возрасте рассматриваемого оледенения по-иному. Теперь оно имеет в их схемах (см. табл. 1) среднеплейстоценовый (нижнеплейстоценовый, по схеме В. И. Громова, 1957₁) возраст. Такое «удревнение» этого оледенения нам представляется необоснованным.

К среднему плейстоцену, точнее к верхней его половине, следует, по видимому, относить сильно сnivelированные денудационными процессами, морены первого оледенения. Некоторые основания к этому кроются в следующем. Эти морены, судя по совершенно сnivelированному рельефу, должны быть значительно старше морен второго оледенения. Учитывая, что они располагаются по периферии морен второго оледенения в районах развития ледников подножий (см. фиг. 30), в известной мере можно говорить о максимальном развитии ледников, сформировавших эти морены, и сопоставлять это оледенение с максимальным оледенением равнин — днепровским, самаровским. Мы не называем это оледенение максимальным лишь потому, что в большинстве случаев его морены все же перекрыты моренами второго оледенения. Во всяком случае ледники во время первого оледенения по масштабам были, по-видимому, не меньшими, чем во время второго.

Сопоставление таких фактов, как отчетливое смыкание I надпойменной террасы с конечными моренами второго оледенения и наличие более древних конечных морен (первого оледенения) и аллювия II надпойменной террасы, датируемого ранним типом мамонта, позволяет предполагать, что морены первого оледенения и аллювий II надпойменной террасы одновозрастны.

Основываясь на выводах В. И. Громова (1948, 1957₁) о том, что мамонт раннего типа существовал в период не ранее середины среднего плейстоцена, можно считать, что и следы наиболее древнего проявления ледниковых процессов — морены первого оледенения — имеют возраст не древнее середины среднего плейстоцена.

Возрастное положение самой молодой морены, стадияльной, по нашей схеме, достаточно определенно устанавливается по соотношению ее с моренами и флювиогляциальными отложениями второго оледенения. Эта



Фиг. 60. Шапшальский хребет у оз. Джулу-Куль:

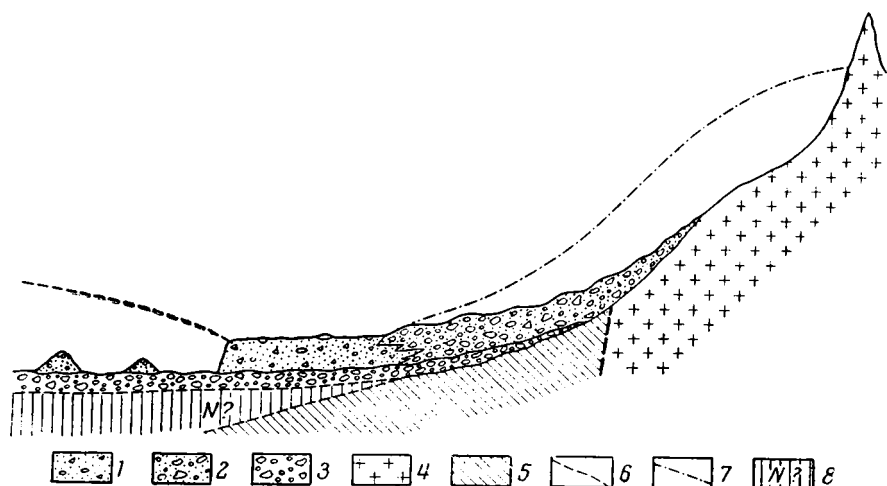
А — кары; Б — шлейф стадияльной морены



Фиг. 61. Камовая терраса и стадияльная морена у подножья Шапшальского хребта в Джулу-Кульской котловине:

А — кары; Б — стадияльная морена; В — камовая терраса; Г — озы

морена располагается обычно в верхних участках троговых долин и в зависимости от рельефа и характера оледенения находится на разной высоте по отношению к конечной морене второго оледенения (см. табл. 4). В троговых участках долин с самостоятельным каровым питанием ледников трудно бывает доказать, принадлежит ли эта самая молодая морена стадильному леднику второго оледенения или она отложена во время существования самостоятельного оледенения, как это считают А. В. Аксариш (1937), Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1957, 1958).



Фиг. 62. Схема соотношения ледниковых и флювиогляциальных отложений у подножья Шапшальского хребта, изображенных на фиг. 61:

1 — пески разнозернистые, с галькой и валунами камовой террасы и озов; 2 — валунные супеси — стадильная морена; 3 — валунные супеси — основная морена; 4 — граниты; 5 — палеозойские сланцы и песчаники; 6 — поверхность «мертвого» льда у края ледникового контакта; 7 — поверхность стадильного ледника; 8 — предполагаемые неогеновые отложения

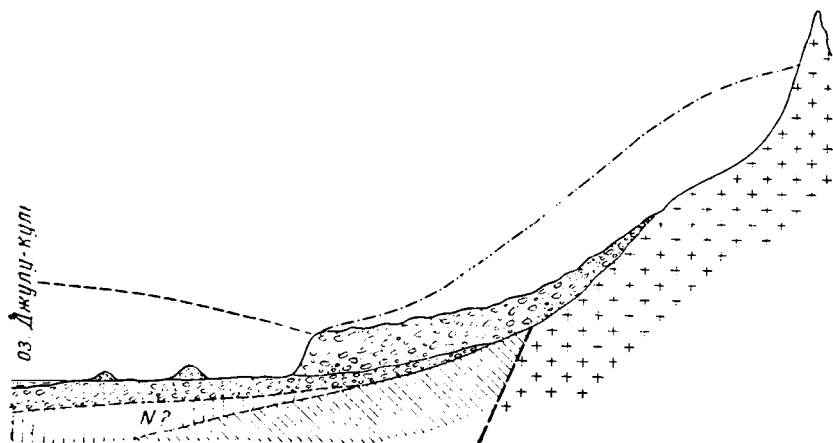
Однако в районах развития оледенения полупокровного типа имеются такие соотношения морен, на основании которых вопрос о характере самой молодой морены может быть решен однозначно. Рассмотрим некоторые примеры.

Прежде всего необходимо отметить, что полупокровный тип оледенения был особенно широко развит к западу от Шапшальского хребта, т. е. в восточной части Горного Алтая и был обусловлен как самим рельефом — большим распространением слабо расчлененного реликтового рельефа, так и более благоприятными климатическими условиями этой части территории. Подробнее эти вопросы рассматриваются в последней главе. Этот тип оледенения был широко развит и в пределах Джулу-Кульской котловины. Многочисленные кары Шапшальского хребта открывались здесь в сторону слабо расчлененной котловины (фиг. 60). Ледники, выходящие из этих каров, неизбежно должны были сливаться между собой, образуя обширное ледяное поле. В соответствии с уклоном, льды двигались по долине Чулышмана, направляясь к Телецкому озеру (см. фиг. 27).

Непосредственно у подножья Шапшальского хребта на протяжении нескольких километров располагается шлейф самой молодой (стадильной, по нашей схеме) морены. На периферии этого шлейфа на отдельных участках имеется хорошо выраженная камовая терраса (фиг. 61) с четким

краем ледникового контакта. Наличие озоз в днище котловины, горизонтальная поверхность камовой террасы и край ее ледникового контакта с несомненностью указывают на существование массива льда на месте нынешнего озера и долины Чулышмана, к западу от него (фиг. 62). Больше того, широкое развитие камовых террас не только у подножья Шапшальского хребта, но и у подножья Верхне-Чулышманского массива — в противоположной части Джулу-Кульской котловины, свидетельствует о том, что обширная часть днища котловины была покрыта деградировавшим льдом во время формирования камовых террас.

Характер взаимоотношений отложений камовой террасы и шлейфа конечной морены, изображенный на фиг. 62, можно наблюдать как в отдельных промоинах притоков Чулышмана, так и в морфологии тех и



Фиг. 63. Схема расположения ледниковых отложений у подножья Шапшальского хребта. Условные обозначения те же, что и на фиг. 62.

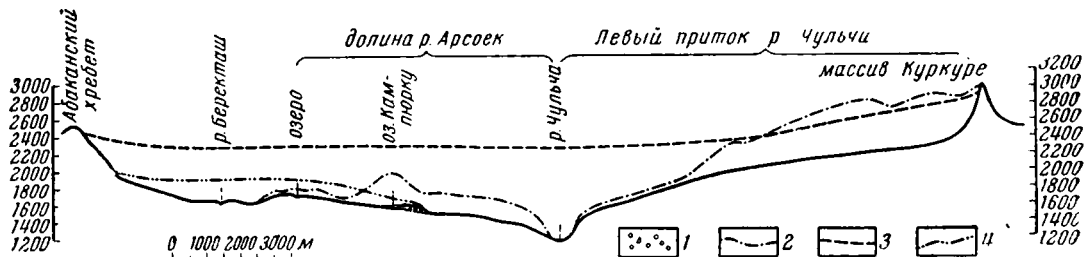
других (см. фиг. 61). Здесь всюду отсутствует выраженное залегание конечной морены на камовой террасе. В промоинах наблюдается лишь частичное налегание морены на флювиогляциальные отложения камовой террасы, что является естественным следствием небольших осцилляций ледников в самый заключительный этап их существования.

Рядом с участком развития камовой террасы к востоку от него тот же шлейф конечной морены имеет отчетливый край ледникового контакта. Здесь так же, как и в первом случае, на месте «мертвого» льда располагаются флювиогляциальные образования — озы (фиг. 63).

Сопоставив эти факты, можно заключить, что шлейф молодой конечной морены у подножья Шапшальского хребта формировался одновременно с камовой террасой в такой период деградации ледника Джулу-Кульской котловины, когда он, будучи уже неподвижным, выполнял лишь днище этой котловины. То, что лед в это время был «мертвым», подтверждается наличием на его месте многочисленных озоз, а также отсутствием заметного уклона днища котловины на этом участке.

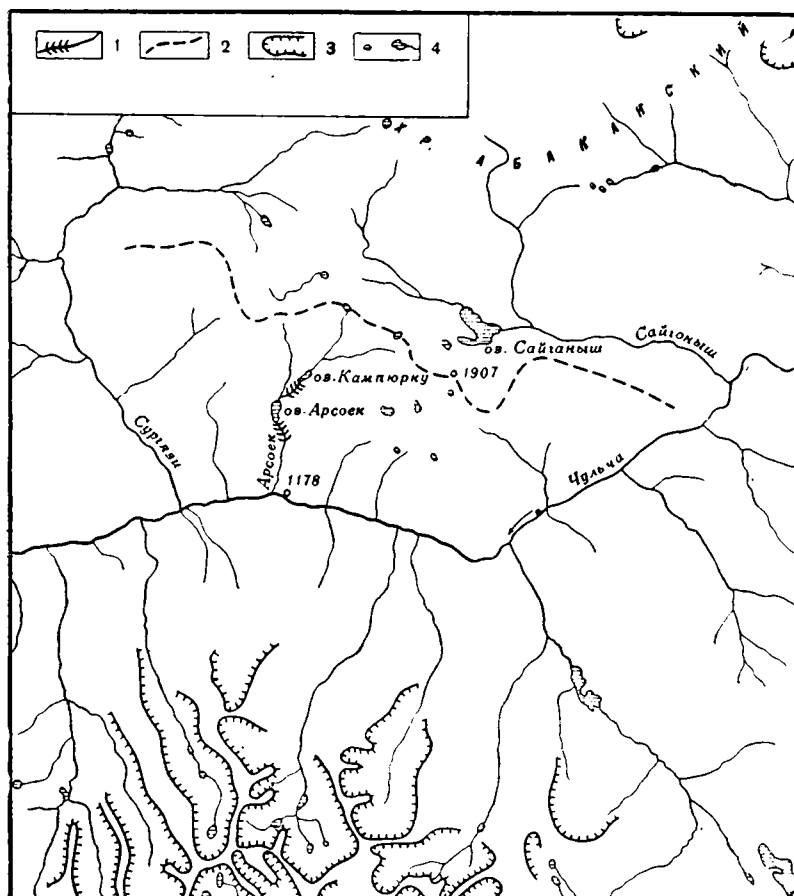
Таким образом, неизбежен вывод о том, что шлейф конечной морены у подножья Шапшальского хребта формировался не ледниками самостоятельного оледенения, а стадийными ледниками второго оледенения в заключительный этап их деградации.

Не менее четко положение самой молодой конечной морены можно наблюдать по правобережью Чульчи, к югу от Абаканского хребта (фиг. 64). Здесь развит среднегорный слабо расчлененный (реликтовый)



Фиг. 64. Продольный профиль долины р. Арсоек и левого притока р. Чульчи:

1 — стадияльная морена; 2 — поверхность ближайшего (к западу) водораздела; 3 — поверхность льда в максимум последнего оледенения; 4 — поверхность ледника во время формирования стадияльной морены



Фиг. 65. Карта бассейна среднего течения р. Чульчи:

1 — стадияльные морены; 2 — линия водораздела;
3 — кары и крутые склоны трогов, 4 — ледниковые озера

рельеф с многочисленными следами покровного оледенения. На невысоком водоразделе между Чульчей и Сайгонышем (1800—2100 м) встречаются ледниковые озера (фиг. 65), озы, основная морена и отдельные валуны пород, принесенных издалека, шлифованные ледником скалы. На этом водоразделе берет начало р. Арсоек — правый приток Чульчи. Долина Арсоека является реликтовой, она «висит» над долиной Чульчи на уровне около 250 м и имеет глубину не более 200—300 м (см. фиг. 64).

В долине Арсоека располагаются две самые молодые конечные морены, подпруживающие озера Кампюрку и Арсоек, длиной 600 и 800 м (см. фиг. 65). Первая из них отложена ледником долины Арсоека, а вторая — ледником его правого притока (на фиг. 64 она не изображена). Район истока Арсоека с ледниковым озером и озами располагается на сниженной части водораздела Чульчи и Сайгоныша на высоте 1770 м.

Небольшая высота водораздела, отсутствие каров, относительно выровненный рельеф исключают допущение самостоятельного питания ледников Арсоека и его притоков. Эти ледники могли существовать только при условии сохранения довольно обширного поля деградировавшего ледникового покрова в западной части Сайгонышской котловины (см. фиг. 65).

Ледники долины Арсоека и его притока представляли собой лишь языки этого ледникового покрова во время приостановки его деградации. Это отчетливо видно из следующего. Водораздел правого притока Арсоека и верховий Сайгоныша примерно на 80 м ниже водораздела Арсоека и Сайгоныша. Это должно было обеспечить большее поступление льда по долине правого притока Арсоека. И действительно, этот ледниковый язык обладал несколько большей мощностью, так как спускался примерно на 100 м (по абсолютной высоте) ниже ледникового языка долины Арсоека и отложил большую по размерам конечную морену, подпрудившую озеро Арсоек (см. фиг. 65).

Таким образом, и в этом случае образование самой молодой конечной морены не может быть оторвано от заключительного этапа деградации льдов второго оледенения. Если же считать, что эта морена могла быть образована ледниками самостоятельного оледенения, то в таком случае нужно признать, что это оледенение на отдельных участках имело полупокровный характер. Однако фактический материал не позволяет сделать такого вывода.

Образование стадияльной морены было обусловлено приостановкой в потеплении климата или даже его некоторым похолоданием. Этот момент в изменении климата застал ледники обширного горного района в стадии деградации. Разные особенности рельефа и климата в отдельных районах рассматриваемой территории обусловили, естественно, и разную интенсивность деградации ледников, что определило довольно значительные отличия высотного положения концов ледников к моменту приостановки их деградации (см. табл. 4). Однако на участках территории с небольшими различиями рельефа и климата высотное положение концевых частей ледников при их деградации не может сильно отличаться друг от друга.

Эту закономерность вполне подтверждает сравнение абсолютных высот (в метрах) стадияльной морены в бассейне Чулышмана, в небольшом удалении от долины Арсоека.

Арсоек	1600
Арсоек (правый приток) . . .	1500
Чульча	1650
Суу-Катар	1700
Онгураш	1700

Приведенные примеры показывают, что самая молодая конечная морена формировалась в заключительный период деградации ледников второго оледенения и является, следовательно, стадияльной. Такую точку зрения на характер разбираемой морены высказало, как отмечено выше, большинство исследователей древнего оледенения Алтае-Саянской горной области. Поскольку конечные морены второго оледенения (последнего оледенения большинства других авторов), как отмечено выше, имеют верхнеплейстоценовый возраст, то формирование разбираемых стадияльных морен необходимо отнести, следовательно, к концу верхнего плейстоцена. Дальнейшее потепление климата привело к стаиванию рудиментарных ледников, отложивших стадияльные морены, что знаменовало окончание ледникового времени и переход к голоценовой эпохе.

Формирование флювиогляциальных внутриледниковых образований, также как и стадияльных морен, происходило в целом в конце ледникового времени. В ряде мест можно, однако, установить, что в одних случаях флювиогляциальные отложения формировались одновременно со стадияльной мореной, в других — раньше и, в третьих, — позже нее. Такое разграничение представляет интерес для понимания эволюции оледенения, так как те или другие флювиогляциальные образования являются своего рода индикаторами состояния ледниковых масс на определенном этапе их развития.

При разборе взаимоотношений стадияльной морены Джулу-Кульской котловины с другими образованиями было показано, что флювиогляциальный материал 25-метровой камовой террасы отлагался одновременно с этой мореной. Своим внешним краем (ледникового контакта) камовая терраса упиралась в тело ледника, выполнявшего еще днище Джулу-Кульской котловины (фиг. 61, 62). С деградацией этого ледника прекратилась аккумуляция материала камовой террасы и в результате вытаивания на его месте возникли флювиогляциальные образования, главным образом, озы. Их возникновение произошло, следовательно, несколько позже отложения камовой террасы и стадияльной морены.

В троговой долине верхнего течения Чульчи, имеющей небольшой уклон днища, сохранилось большое количество озв. Ниже по долине, в 25 км от участка с озами, находится стадияльная морена, подпрудившая озеро Иты-Куль. Совершенно очевидно, что эти флювиогляциальные отложения трога Чульчи на какой-то отрезок времени моложе стадияльной морены. Они сформировались в самом конце ледникового времени, отвечающего концу верхнего плейстоцена. Вместе с тем флювиогляциальные отложения имеются в долине Чульчи и ниже стадияльной морены. К таким достадияльным отложениям относятся, по-видимому, флювиогляциальные и озерно-ледниковые образования долины Большого Улагана на междуречье Чулышмана — Башкауса. В пользу такого вывода свидетельствует с одной стороны, довольно низкое гипсометрическое положение долины, особенно ее нижнего участка, и относительная изолированность ее от высокогорных центров питания ледников — с другой стороны.

Возрастное положение флювиогляциальных приледниковых отложений, слагающих I надпойменную террасу, вытекает из сказанного выше о возрасте аллювия I надпойменной террасы и морен второго оледенения. Эти синхронные образования, как отмечалось выше, имеют верхнеплейстоценовый возраст.

Формирование озерно-ледниковых и флювиогляциальных внутриледниковых отложений следует отнести к концу верхнего плейстоцена, поскольку они обязаны своим происхождением периоду активного таяния ледников в заключительный этап их существования. Так же, как и в случае с флювиогляциальными внутриледниковыми образованиями, во времени формирования озерно-ледниковых отложений отмечаются лишь

незначительные различия. В одних случаях эти отложения оказываются синхронными стадияльной морене, в других — древнее или моложе ее. Так, формирование описанных выше озерно-ледниковых отложений в долине Хемчика было вызвано подпруживанием верхнего участка долины Хемчика стадияльным ледником долины его правого притока — р. Арыхем.

Озерно-ледниковые отложения долины Чулышмана (см. фиг. 54) несколько древнее стадияльной морены, поскольку отложились ниже ее (по абсолютной высоте) примерно на 300 м. Такие же отложения в Джулту-Кульской котловине, в районе выхода в нее р. Богояш сформировались несколько позже стадияльной морены. Они располагаются в днище котловины, которое во время отложения стадияльной морены еще было занято льдом.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К голоцену на рассматриваемой территории относятся: аллювий поймы, осыпи, особенно развитые в трогах и карах, отложения пролювиальных конусов, сопряженных с поймой и торфяники в пределах распространения ледников второго оледенения.

В долинах рек Западной Тувы достаточно отчетливо выражены два уровня поймы: низкий — 0,5—1 м и высокий — 2—3 м. Оба они занимают в большинстве случаев небольшую площадь днищ долин, основная часть которых, как отмечалось выше, занята I надпойменной террасой. Эти два уровня поймы прослеживаются почти во всех долинах. Наиболее широко пойма развита в пределах аллювиальной равнины Хемчикской котловины. Ширина ее здесь достигает 3—4 км. Низкая пойма, как правило, залесена. Заросли состоят преимущественно из лавролиственного тополя с примесью черемухи, крушины и других узколиственных пород. В долинах среднегорного и высокогорного рельефа в древостое поймы значительное место принадлежит лиственнице.

Для низкого уровня поймы в пределах Хемчикской аллювиальной равнины характерно обилие заболоченных участков, встречаются также и небольшие старичные озера.

По литологии аллювий поймы по существу не отличается от аллювия I надпойменной террасы, поскольку формируется он в основном из материала аллювия этой террасы. Лишь окатанность галек и валунов аллювия поймы несколько превосходит окатанность материала аллювия I надпойменной террасы. Пойменная фация аллювия выражена в разрезе поймы только в пределах Хемчикской котловины. Представлена она преимущественно песком, супесью, реже суглинком. Мощность ее обычно не превышает 0,5 м.

На Алтае Л. Н. Ивановский (1956), Л. А. Рагозин (1945), Ю. П. Селиверстов (1957) и другие отмечают синхронность стадияльных морен тем или другим террасам. На территории рассматриваемого района самая низкая из террас — I надпойменная синхронна, как отмечалось выше, конечным моренам второго (последнего) оледенения. Следовательно, стадияльная морена здесь может быть синхронна только высокой пойме. Автору не приходилось непосредственно наблюдать смыкания высокой поймы со стадияльной мореной. Отсутствуют также и какие-либо другие данные, которые противоречили бы отнесению высокой поймы к голоцену. Этим, однако, не исключается возможность одновременного формирования высокой поймы и стадияльной морены. Но однозначное решение этого вопроса нуждается в дополнительных тщательных наблюдениях и сборах нового материала.

Пролувиальные отложения голоцена развиты незначительно. Обычно они слагают конусы выноса, сопряженные с поймой. Эти конусы образу-

ются потоками, прорезающими в большинстве случаев более древние пролювиальные отложения. Часто конусы формируются на пойме и прорезаются в свою очередь современными потоками, которые отлагают пролювиальный материал тоже на пойме или выносят его в русло.

Осыпи пользуются большим распространением в глубоких долинах с крутыми склонами, особенно в трогах и карах, у подножий крутых склонов неледниковых участков долин. Сложены они главным образом щебенкой.

В районах распространения высокогорного и отчасти среднегорного рельефа в реликтовых, а также и молодых троговых долинах, имевших ледники, чаще по берегам озер, встречаются торфяники. Спорово-пыльцевые спектры таких торфяников из долин рек Кара-Озек, Хура, Юткун-Куль отражают, по мнению О. В. Матвеевой (1960) современный состав окружающей растительности. О. В. Матвеева относит время формирования нижних частей торфяников, в частности торфяника из долины р. Кара-Озек, ко второй половине верхнего плейстоцена. Это делается на том основании, что в их спектрах преобладает пыльца березы и кедра. Аналогичные спектры с обилием пыльцы были получены О. В. Матвеевой из погребенных торфяников I надпойменной террасы рек бассейна Бии, образовавшихся, по ее данным, во второй половине верхнего плейстоцена.

С такой датировкой возраста нижних частей указанных выше торфяников вряд ли можно согласиться. Дело в том, что эти торфяники располагаются в долинах, имевших во время второго оледенения ледники, деградация которых завершилась лишь к концу верхнего плейстоцена. Следовательно, формирование торфяников здесь могло происходить только в голоцене. Обилие же пыльцы березы в нижних частях торфяников указывает, по-видимому, на широкое распространение березняков в первой половине голоцена.

Глава V

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА И ЭЛЕМЕНТЫ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ

Рассмотренные в предыдущих главах особенности рельефа и стратиграфическое расчленение неогеновых и четвертичных отложений позволяют составить определенное представление о развитии рельефа за указанный период.

Восстановление основных этапов формирования рельефа к началу оледенения является существенной предпосылкой правильного истолкования эволюции четвертичного оледенения. Это тем более важно, что по обоим крупным проблемам исследователи гор Тувы и Алтая высказывали далеко не одинаковые суждения.

В геологической литературе по Туве и Алтаю, равно как и по другим горным областям, господствует представление о большой роли новейших тектонических движений в создании горного рельефа. Оно основывается на достаточно большом количестве фактов. Наличие в Западном Саяне и Горном Алтае значительных участков слабо расчлененного реликтового рельефа, над которыми возвышаются сильно расчлененные хребты, заставляет многих исследователей считать, что в новейшее время произошли существенные дифференцированные тектонические движения, обусловившие заметную перестройку рельефа. Подтверждением этого служит также наличие в пределах хребтов речных долин, не связанных с современной гидросетью.

Что касается времени проявления активных тектонических движений, обусловивших основные черты горного рельефа Тувы и Алтая, то следует отметить отсутствие единого взгляда по этому вопросу. Многие исследователи считают, что интенсивные тектонические движения произошли на границе третичного и четвертичного времени и продолжались на протяжении плейстоцена и, что, следовательно, горный рельеф Тувы и Алтая сформировался по существу в четвертичное время.

Приведем некоторые высказывания по этому поводу. Так, П. М. Татарин, В. А. Кузнецов, К. С. Филатов (1934), работавшие в районе Актаракского месторождения асбеста в бассейне Хемчика, считали, что окружающие район горные хребты — Западный Саян, Алтай и Танну-Ола — созданы в результате четвертичных глыбовых поднятий в одну из последних фаз альпийской эпохи горообразования.

По мнению З. А. Лебедевой (1938), четвертичные взбросы большой амплитуды привели к возникновению хребтов Западный Танну-Ола и Куртушбинский. Отмечая имевшуюся в прошлом связь гидрографической системы Верхнего Енисея с областью Монголии, З. А. Лебедева считает, что эта связь прекратилась с поднятием Танну-Ола, которое произошло после первого оледенения.

К. И. Постоев (1932), работавший в Западном Саяне, тоже считал, что в начале четвертичного времени произошли глыбовые поднятия, в результате которых периферические части этого района оказались приподнятыми на значительную высоту.

В. А. Кузнецов (1948), отмечая слабое развитие четвертичных оледенений в горах юго-западной Тувы в сравнении с Алтаем, предполагает, что в периоды крупных древних оледенений Горного Алтая юго-западная Тува представляла собой относительно пониженную область, смежную со степной частью северо-западной Монголии. Как высокогорный район юго-западная Тува оформилась только после предпоследнего оледенения Алтая. В. А. Кузнецов делает вывод о наличии крупных четвертичных поднятий, обновлении и даже перестройке рельефа в это время.

Большое значение четвертичным тектоническим движениям на территории Западной Тувы придает и Л. Д. Шорыгина (1957, 1960). Интенсивные движения, по ее мнению, были на границе третичного и эоплейстоценового времени, на границе эоплейстоцена и плейстоцена, а также между нижним и средним плейстоценом.

Из числа многих исследователей Горного Алтая наиболее решительные высказывания в пользу четвертичного возраста горного рельефа сделаны В. П. Нехорошевым (1932, 1936, 1938, 1939, 1958, 1959) и Б. Ф. Сперанским (1937).

В. П. Нехорошев (1932) считает, что «наличие третичных отложений в пределах Горного Алтая отчетливо указывает на то, что в третичное время Алтайских гор не существовало...» (стр. 96) и что «на границе третичного и четвертичного периодов был в общих чертах создан рельеф Алтая и соседних горных хребтов, близкий к современному» (Нехорошев, 1939, стр. 15). С более молодыми четвертичными движениями (после первого оледенения) В. П. Нехорошев связывает тектоническое образование озер Телецкого и Марка-Куль, представляющих, по его мнению, грабены среди приподнятых глыб. Образование грабена Телецкого озера вызвало, по мнению В. П. Нехорошева, понижение базиса эрозии и резкое врезание системы Чулышмана.

В своих последних работах В. П. Нехорошев (1958) несколько дифференцирует во времени проявление рельефообразующих тектонических движений в разных частях Алтая. Наличие мелких галек в неогеновых отложениях западной части Алтая, по его мнению, позволяет говорить о том, что в неогене сильно расчлененного рельефа в западной части Алтая еще не было. В то же время в восточной части Алтая наличие неогеновых грубообломочных отложений у подножья Курайского хребта, дислоцированных у тектонического шва, дает, по его мнению, основание полагать, что образование кайнозойских разломов и глыбовые перемещения по ним начались еще в неогене. Все же В. П. Нехорошев (1958) считает, что общие для всего Алтая тектонические движения, которыми началось формирование современного горного рельефа Алтая, происходили в нижнечетвертичное время.

В четвертичное время, по В. П. Нехорошеву (1958), могут быть выделены три обособленные тектонические фазы: 1) доледниковая, 2) после максимального оледенения и 3) после последнего оледенения. Наиболее интенсивные тектонические проявления произошли во вторую фазу, когда образовались озера Телецкое и Марка-Куль и межгорные впадины Алтая: Нарымско-Бухтарминская, Лениногорская, Уймонская, имеющие широтное направление.

По представлениям Б. Ф. Сперанского (1937), не только хребты Чуйских Альп, но и хребты Сайлюгема и хребет Чихачева как водораздельные возвышенности оформились значительно позже эштыккольского (второго, по его схеме) оледенения.

Наряду с отмеченными. в геологической литературе широко распространены и противоположные взгляды на возраст горного рельефа Алтая и Саян, главным образом Алтая. Многие исследователи считают, что горный рельеф Алтая образовался не в четвертичное, а в третичное время. Особенно четкие высказывания по этому вопросу содержатся в работах С. Ф. Дубишкина (1940), К. В. Радугина (1941), А. И. Москвитина (1946), И. С. Чумакова (1958), Ю. П. Селиверстова (1956), Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1957, 1958). Остановимся на некоторых из них.

К. В. Радугин (1941), отмечая особенно подчеркивавшееся в 30-х годах мнение о постплиоценовом возрасте Алтая, как горной страны, приводит факты, показывающие, что горный рельеф Алтая существовал и раньше, подвергаясь в постплиоцене лишь дальнейшему развитию. Наиболее важным является сопоставление К. В. Радугиным характера третичных и современных отложений южного подножья Курайского хребта. Обратив внимание на грубый состав третичных отложений этого района, К. В. Радугин считает, что по генезису они не отличаются от современных отложений подножья Курайского хребта, что свидетельствует, по его мнению, о третичном возрасте обрыва Курайского хребта.

А. И. Москвитин (1946) в большой статье «Алтайские ледоемы (критический разбор взглядов на четвертичный возраст Алтайских гор)» последовательно опроверг особенно ультранеотектонистские взгляды Б. Ф. Сперанского и некоторых других. Не отрицая возможности проявления на Алтае тектонических подвижек в четвертичное время, он считает, что в это время происходили движения по старым тектоническим швам, они имели незначительную (десятки, реже сотни метров) амплитуду и не могли воздвигнуть весь Алтай.

Показав несостоятельность положений Б. Ф. Сперанского о четвертичном возрасте хребтов, ограничивающих Чуйскую котловину с севера, востока и юго-востока, А. И. Москвитин считает, что эти хребты появились еще в третичное время и в четвертичном периоде в основном пережили только денудационную эволюцию под влиянием оледенений, солифлюкции и речной эрозии. Алтай, по его мнению, был приподнят вертикальными движениями в конце третичного времени, а в четвертичном периоде вырабатывался его рельеф, главным образом экзогенными процессами с небольшим участием тектонических движений.

Аналогичный вывод о времени проявления наиболее интенсивных горообразовательных тектонических движений на Горном Алтае делают Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. Н. Раковец (1957, 1958).

Особенно ценным в работе этих авторов является уточнение времени интенсивных движений в районе Чуйской котловины. По их данным, эти движения предшествовали накоплению отложений бекенской свиты, представляющих собой грандиозный пролювиальный плащ, перекрывающий несогласно все более древние отложения от палеозоя до палеогеновых слоев кызылгирской свиты. Нижняя же подсвита бекенской свиты охарактеризована, согласно этим авторам, фауной мелких палюдин типа *Viviparus kujalnicensis-bythinica* Mang (фиг. 10). Следовательно, интенсивные рельефообразующие тектонические движения в этом районе произошли в начале верхнего плиоцена.

Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958) высказываются за отнесение этих верхнеплиоценовых отложений к четвертичной системе. «Отложения типа бекенской свиты,— пишут они,— принято относить к верхнему плиоцену. Однако совокупность всех геологических данных, в частности, резкая смена характера отложений, свидетельствующая о коренном изменении всей физико-географической обстановки страны, также как и приуроченность именно к этому времени интенсивных тектонических

движений, наконец, самые существенные изменения в составе фауны и флоры, заставляют решительно высказаться в пользу отнесения указанных, так сказать, пограничных отложений к четвертичной системе. Таким образом, нижнюю границу системы предлагается проводить по основанию бекенской свиты...» (стр. 75).

Верхнеплиоценовые отложения, включенные в четвертичную систему, по мнению указанных авторов, являются своего рода орогенными фациями и представляют своеобразную молассу поздне третичных и ранне четвертичных хребтов.

Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958) считают, что основные движения, создавшие современные высоты Алтая, а возможно также Тувы и некоторых горных систем Средней Азии, относятся к границе третичного и четвертичного времени и частично к началу четвертичного периода.

Из краткого рассмотрения взглядов двух противоположных точек зрения на возраст горных сооружений Тувы и Алтая явствует значительное преимущество аргументации второй группы исследователей.

Наши работы, проведенные в Западной Туве и восточной части Горного Алтая, позволяют привести новые данные для уточнения основных этапов формирования рельефа, в целом согласующиеся с указанными выше взглядами второй группы исследователей.

РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА

Несмотря на небольшие масштабы развития неогеновых и эоценовых отложений в Западной Туве и восточной части Горного Алтая, они все же дают возможность сделать определенные выводы об особенностях рельефа, существовавшего во время их формирования.

Прежде всего обратимся к рассмотрению охарактеризованных в главе IV наиболее древних третичных отложений изученного района — неогеновых осадков Джулу-Кульской котловины (см. фиг. 12).

Пачка угленосных аллювиальных отложений, датированных верхним миоценом — нижним плиоценом, имеет характерный гранулометрический состав с преобладанием песчаной, алевроитовой и глинистой фракций при полном отсутствии грубого — галечного и валунного материала (см. табл. 2). Такой гранулометрический состав отложений является аномальным по отношению к окружающему современному рельефу. Дело в том, что эти отложения располагаются у самого подножья Шапшальского хребта (см. фиг. 11). Отложения, которые формируются здесь в настоящее время, не имеют ничего общего с этими неогеновыми осадками. Они отличаются большой грубостью — в пролювии преобладает щебнисто-валунный материал, аллювий р. Каргы представлен сильно валунным галечником. Из этого следует, что во время формирования угленосной пачки окружающий рельеф был иным — не было высокого Шапшальского хребта. На этой территории, по-видимому, господствовал рельеф, сохранившийся в настоящее время к югу от этого хребта и отнесенный нами к типу высокогорного слабо расчлененного (реликтового) рельефа.

На месте Шапшальского хребта, возвышающегося ныне резким уступом в 1000—1500 м над районом со слабо расчлененным реликтовым рельефом, необходимо допустить существование лишь невысокой гряды, не превышавшей существенно высоты, которые имеются в настоящее время в пределах распространения реликтового рельефа в Джулу-Кульской котловине.

Угленосные неогеновые отложения в долине р. Каргы перекрываются песками с гальками и валунами (см. главу IV). Наличие в аллювии валунов до 0,5 м в диаметре свидетельствует об увеличении контрастности

рельефа. Шапшальский хребет к этому времени уже имел, по-видимому, значительную высоту. Эти валунные пески по ряду признаков мы отнесли к эоплейстоцену (верхнему плиоцену). Следовательно, ко времени формирования отложений, датируемых эоплейстоценом, в рельефе рассматриваемого участка Джулу-Кульской котловины произошли существенные изменения.

В пределах Шапшальского хребта и особенно в его продолжении — хребте Цаган-Шибэту, а также и в других хребтах (Саянском) сохранились довольно значительные площади, не затронутые эрозионным и эрозионно-ледниковым расчленением. Это — реликтовые участки рельефа, по морфологии очень близкие к тем, которые широко распространены на более низких уровнях.

Обращает на себя внимание и то, что хребты, возвышающиеся над слабо расчлененным реликтовым рельефом, имеют обычно довольно четкие крутые склоны. В этом отношении очень показателен южный склон хребта Цаган-Шибэту. Он очень слабо расчленен короткими долинами, ввиду чего водораздел проходит непосредственно у южного борта хребта.

Это также заставляет считать, что хребты Шапшальский, Цаган-Шибэту и некоторые другие представляют собой приподнятые участки некогда единой относительно слабо расчлененной территории.

Для понимания эволюции рельефа большой интерес представляет рассмотрение характера речных долин и аллювиальных отложений в них.

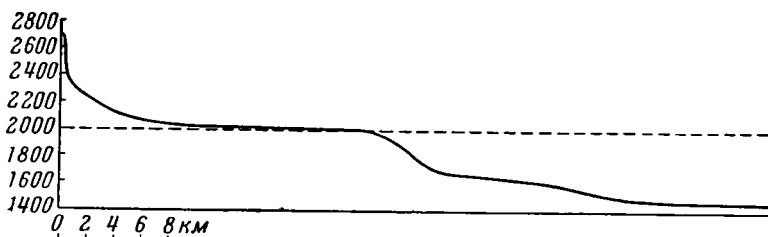
Примечательной особенностью Алтая и Саян следует считать наличие речных долин, не связанных с современной гидросетью. Эти долины располагаются в пределах хребтов, прорезанных глубокими эрозионными и эрозионно-ледниковыми долинами. Участки реликтовых долин висят обычно над днищами современных долин на высоте около 200—400 м и отличаются значительной шириной. Из этих «висячих» участков реликтовых долин (см. фиг. 27) можно назвать: в Шапшальском хребте и его отрогах участки между реками Маганатты и Сайлыхемом. Козером и Ташту-Холь, Монагы и оз. Кара-Холь, Чульчей (Алтай) и Суу-Катаром; в Саянском хребте участки между реками Кульгу-Адыр и Мунгаш-Ак.

В районах развития высокогорного реликтового рельефа древние долины прослеживаются на значительном протяжении и в некоторых случаях также не согласуются с направлением современной гидросети. Они в таких случаях подрезаются молодыми долинами и оказываются оборванными. Например, реликтовая долина у южного борта Шапшальского хребта в северной части упирается в долину р. Сайгоныш, врезанную в ее днище на 200 м.

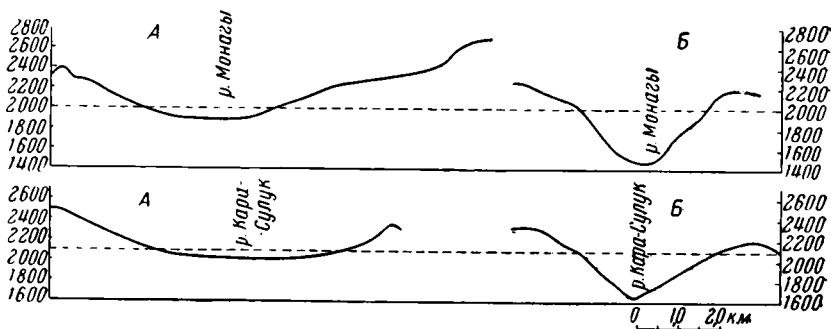
Реликтовые долины чаще составляют верховья современных долин, частично в них врезанных. В этих случаях очень отчетливо бывает выражен переходный участок от глубоко врезанной части долины к реликтовой. Эти переходные участки хорошо видны как на продольных профилях речных долин (фиг. 66), так и на топографических картах. О характере долин выше и ниже переходных участков дают представление поперечные профили этих долин (фиг. 67) и фотоснимки (фиг. 68, 69, 70)

Существование отмеченных участков реликтовых долин, располагающихся ныне иногда под прямым углом к направлению современных долин, указывает на частичную перестройку гидросети. После перестройки гидросети последовало значительное ее врезание, масштабы которого в каждом конкретном случае вполне измеримы. В среднем современные речные долины глубже реликтовых на 200—400 м. Наибольшая разница в глубине составляет около 500 м (долина Чульчи в бассейне Чулышмана).

Поскольку почти все современные долины на участках измерений имели в плейстоценовое время ледники и в какой-то мере были эродированы ими, приведенные цифры врезания гидросети нельзя целиком отно-



Фиг. 66. Продольный профиль долины р. Кара-Сулук



Фиг. 67. Поперечные профили долин рек Монагы и Кара-Сулук в пределах дочетвертичного — реликтового (А) и четвертичного (Б) рельефа. Пунктирные линии — уровни плеч врезанных долин-трогов, отвечающие днищам и склонам реликтовых долин

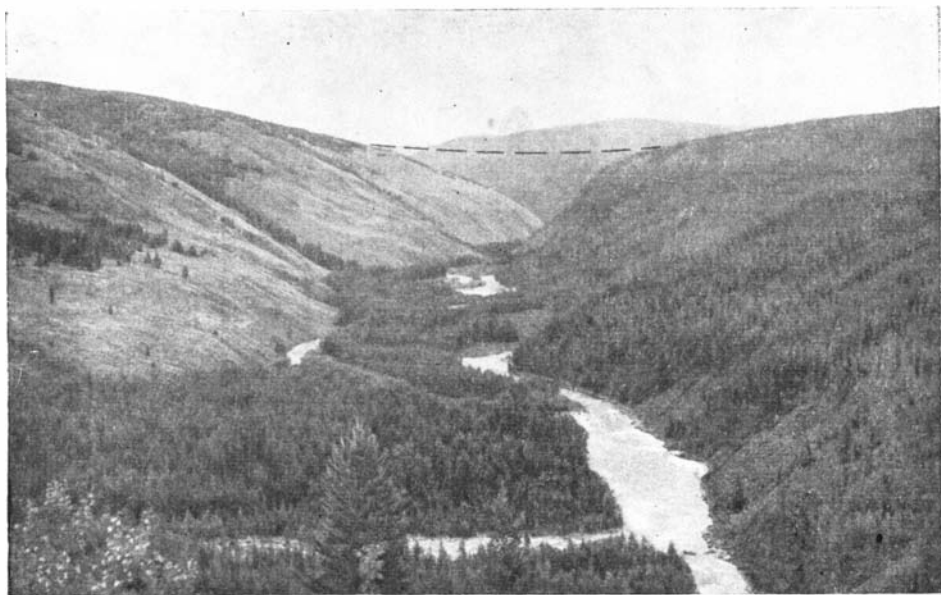
сильно к доледниковому времени. Тем не менее во многих случаях имеются возможности определения доледникового вреза благодаря тому, что ледники в отдельных долинах были небольшими и оканчивались в непосредственной близости к реликтовым участкам. В таких случаях геоморфологические наблюдения позволяют устанавливать почти полное отсутствие существенного врезания долин за счет ледникового фактора.

Так, например, врезание рек Маганатты и Сайлыхема по отношению к днищу реликтовой долины, составляющее соответственно 320 и 220 м, можно целиком отнести к доледниковому времени, так как эти долины имели небольшие ледники, оканчивавшиеся к тому же всего в 2—3 км ниже реликтового участка долины.

Врезание р. Монагы по отношению к реликтовой долине на участке, занятом оз. Кара-Холь, составляет (до уреза озера) 440 м. Поскольку этот участок долины граничит с Кара-Хольской котловиной, служившей базисом эрозии для доледниковой реки, а также и для ледника, который оканчивался у выхода в котловину (фиг. 71), также можно считать, что отмеченное врезание произошло в доледниковое время.

Необходимо заметить, что урез оз. Кара-Холь находится сейчас примерно на уровне цоколя днища Кара-Хольской котловины, сложенного палеозойскими породами. Переуглубление же долины на участке озера, глубина которого составляет 120 м, следует отнести за счет ледниковой деятельности (участок языкового бассейна).

В тех случаях, когда по глубоким долинам спускались мощные ледники, установить доледниковое врезание оказывается затруднительным. Например, глубокая троговая долина р. Козер в верховьях Алаша врезана по отношению к реликтовому участку долины на 480 м. Определение ледникового переуглубления и, следовательно, доледникового врезания реки в данном случае может быть лишь весьма ориентировочным.



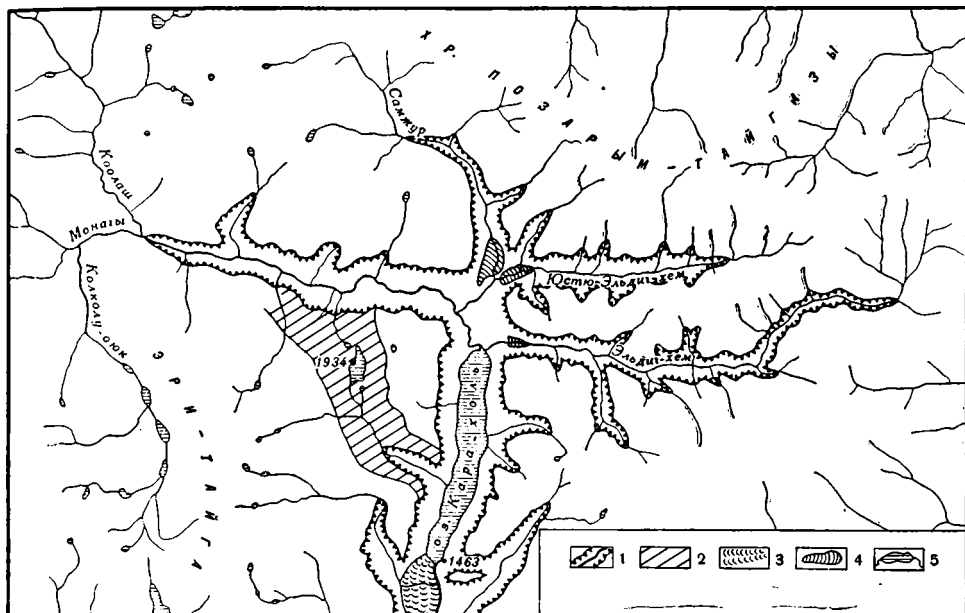
Фиг. 68. Начало врезанного участка долины р. Монагы (в 5 км выше линии профиля *Б* фиг. 67). Пунктирная линия — днище реликтовой долины



Фиг. 69. Долина р. Чулышман у устья р. Шавлы, врезанная в реликтовую долину



Фиг. 70. Реликтовый участок долины р. Монагы (поперечный профиль см. на фиг. 67, (А))



Фиг. 71. Схема частичной перестройки речной сети в верховьях р. Алаш:

1 — глубокие части долины эоплейстоценового врезания; 2 — реликтовая «висячая» долина; 3 — конечная морена ледника долины р. Монагы последнего оледенения; 4 — береговая морена того же ледника, подпрудивавшего долины притоков, по которым ледники не спускались; 5 — ледниковые озера

Итак, врезание гидросети с ее частичной перестройкой по отношению к доледниковому времени, то-есть примерно к середине плейстоцена, оценивается в среднем в 200—400 м.

К какому же времени следует относить такой значительный врез гидросети и, следовательно, поднятие горной страны? Отнесение этого вреза в целом к доледниковому времени не дает еще возможности дифференцировать этот врез во времени. Многие исследователи, как видно из вступления к этой главе, склонны относить перестройку гидросети и ее врезание к плейстоценовому времени. Даже Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1957), относящие главные движения, создавшие современные хребты Алтая, к фазе, разделяющей третичное и четвертичное время (при включении в четвертичную систему верхнего плиоцена), считают вслед за В. П. Нехорошевым, что свидетельством достаточно интенсивных тектонических подвижек конца среднечетвертичного времени является провал Телецкого озера с сопряженным с ним глубоким врезом Чулышмана и т. д.

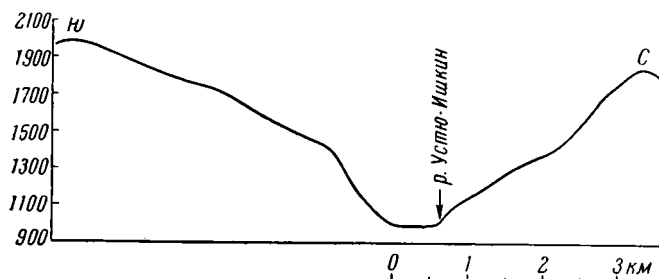
Получить представление о времени проявления основных тектонических движений, обусловивших перестройку рельефа и гидросети и врезание последней, помогает рассмотрение аллювия в речных долинах разных генераций.

Прежде всего, обратимся к наиболее древнему из аллювиальных отложений — угленосному аллювию Джулу-Кульской котловины, относимому к верхнему миоцену — нижнему плиоцену. Эти отложения располагаются на периферии участка реликтового рельефа Джулу-Кульской котловины, в древней долине.

Как было отмечено выше, песчано-глинистые отложения могли формироваться здесь лишь в условиях такого относительно мягкого рельефа, какой сохранился здесь в настоящее время на значительной площади

названной котловины. Древние долины и их участки прослеживаются вдоль западного склона Шапшальского хребта к северу. В северном участке Шапшальский хребет несколько снижается, и реликтовые долины, расположенные к западу и к востоку от хребта, соединяются сквозными долинами (в верховье р. Кумый и к югу от него).

Ввиду такой связи и особенно характерной морфологии не вызывает сомнений одновозрастность реликтовых долин и их участков.



Фиг. 72. Поперечный профиль долины р. Усть-Ишкин на участке сохранившегося эоплейстоценового аллювия. Положение этого аллювия показано стрелкой

Итак, наличие угленосных отложений в Джулу-Кульской котловине позволяет считать, что в конце миоцена — начале плиоцена (по спорово-пыльцевым данным, приведенным выше) на всей рассматриваемой территории господствовал относительно мягкий рельеф, близкий к тому, который сохранился к настоящему времени на значительных участках территории (реликтовый рельеф). Последовавшие дифференцированные поднятия на фоне общего воздымания крупного района обусловили врезание гидросети.

Каковы временные пределы этого врезания?

В главе IV при рассмотрении вопросов стратиграфии четвертичных отложений указывалось на то, что эоплейстоценовые отложения находятся часто в глубоких эрозионных долинах. Остановимся на этом несколько подробнее.

Для примера возьмем некоторые долины с эоплейстоценовыми отложениями, описанными в главе IV.

Долина Усть-Ишкина, кроме самых верховий, находится на участке развития среднегорного слабо и сильно расчлененного рельефа (абсолютная высота до 2100—2200 м). Почти на всем протяжении она врезана в ордовикские хлоритово-серпичитовые сланцы, песчаники и конгломераты. Глубина долины в среднем составляет 500—600 м, возрастая к низовьям до 800—1000 м. На участке сохранившегося эоплейстоценового аллювия и корней третичной коры выветривания (в 22 км ниже устья р. Черды) долина Усть-Ишкина имеет глубину около 800 м (фиг. 72). Склоны ее здесь несколько выположены, по сравнению с участками ниже и выше по течению, что обусловлено, по-видимому, только литологией, поскольку сланцы, песчаники и другие породы ордовика имеют заметно различную сопротивляемость агентам денудации.

В верховье (в 53 км по прямой от участка с эоплейстоценовым аллювием) глубокая долина Усть-Ишкина (здесь она носит название Кульгу-Адыр) резко переходит в широкую реликтовую долину, расположенную у южного подножья Саянского хребта. Днище реликтовой долины находится на абсолютной высоте около 2100 м и на противоположном, западном конце обрывается уступом в 150 м к долине р. Мунгаш-Ак.

Аналогичным примером может служить и долина Алаша. Описанный в главе IV эоплейстоценовый аллювий в этой долине слагает 45-метровую террасу Алаша у подножья высокого гранитного массива Бай-Тайга. Для этого аллювия показательно наличие крупных гранитных валунов, которые выносились из массива. Долина Алаша является одной из крупнейших долин Западной Тувы. Алаш — приток Хемчика, который не уступает ему по водности, но тем не менее долина его по морфологии, глубине и характеру склонов очень близка к долине Устю-Ишкина.

В верховьях Алаша располагается один из крупных участков реликтового рельефа на территории Западной Тувы и поэтому здесь можно наблюдать многочисленные примеры перехода глубоко врезаемых долин верховий Алаша в реликтовые долины. Наиболее резки эти переходы в долинах рек Монагы, Кара-Сулук (см. фиг. 66). Глубина вреза в этих долинах довольно внушительная. Долина Монагы, например, в нескольких километрах ниже переходного участка врезана по отношению к днищу реликтовой долины на 400 м (см. фиг. 71).

Таким образом, приведенные примеры наличия эоплейстоценового аллювия и корней коры выветривания в глубоких долинах заставляют склониться к выводу, что врезание гидросети в Западной Туве и Восточном Алтае в основном происходило в доплейстоценовое время.

Судя по тому, что эоплейстоценовый аллювий сохранился, как правило, в террасах высотой от 35 до 100 м, можно считать, что за время плейстоцена врезание гидросети было незначительным. Однако этот вывод не следует распространять на всю рассматриваемую территорию, поскольку в высокогорных районах с интенсивным проявлением четвертичного оледенения наблюдается значительное углубление долин ледниками (этот вопрос рассматривается ниже).

Вывод о доплейстоценовом, в основном, врезе гидросети рассматриваемой территории подтверждается также и примерами из соседних районов как Тувы, так и Алтая.

Примечателен описанный в главе IV разрез аллювиальных отложений в долине р. Швелиг (Хуле) у выхода реки из хребта Танну-Ола (см. фиг. 13). Здесь палеозойские песчаники — цоколь аллювиальных отложений — представляют собой корни коры выветривания, поскольку они превращены в рыхлую массу.

Наибольший интерес представляет нижняя пачка аллювия, сложенная валунным галечником. Этот валунный галечник испытал довольно интенсивное выветривание, в результате которого почти все гальки и валуны превращены в рыхлое состояние. По заключению В. Н. Разумовой, отдельные выветрелые гальки песчаников содержат каолин. Это подтверждается также и термическим анализом глинистой фракции этих галек (фиг. 73).

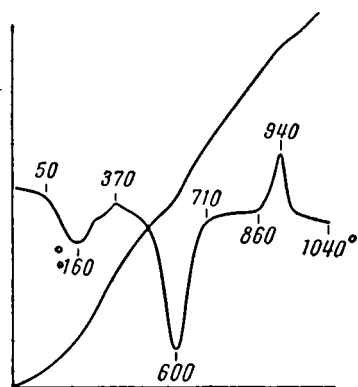
Каких-либо палеонтологических данных для суждения о возрасте указанных отложений нет. Можно лишь предполагать, что столь выветрелый аллювий нижней пачки отложений мог формироваться не позднее эоплейстоцена (верхнего плиоцена).

Очень показательным с точки зрения реконструкции рельефа времени формирования указанного аллювия является его гранулометрический состав. Наличие в аллювии валунов до 0,8 м в диаметре, опознаваемых сейчас лишь по их контурам различной окраски, с несомненностью указывает на горный характер реки, формировавшей аллювий.

Вместе с тем и две другие аллювиальные пачки в долине Швелига, залегающие стратиграфически выше отмеченной, по гранулометрическому составу существенно не отличаются от нее. Максимальные размеры валунов в них не превышают 1 м. Аллювий террасы, синхронной конечной морене второго оледенения, как и современный, по грубости слагающего материала также незначительно отличается от аллювия выветрелой пачки.

В связи с этим естественен вывод о том, что хребт Танну-Ола никак не мог сформироваться в четвертичное время (в прежнем объеме четвертичного периода) или на границе третичного и четвертичного периодов, как утверждали П. М. Татаринов и др. (1934), З. А. Лебедева (1938) и вслед за ними Л. Д. Шорыгина (1960).

Аналогичный пример реконструкции рельефа можно привести и по территории, расположенной к западу от изучавшейся. Рассмотрим описанный в главе IV эоплейстоценовый аллювий долины р. Кубадру (Горный Алтай). Очень хорошо выраженная дифференциация гранулометрического состава этого аллювия в продольном профиле реки, берущей начало в Курайском хребте, как нельзя ярче указывает на существование хребта во время формирования аллювия. Аллювий в долине р. Кысхыштубек (притока Кубадру), в 8 км от Курайского хребта представлен сильно валунным галечником. Здесь встречаются в большом количестве валуны, достигающие 0,8—1 м в диаметре. В составе аллювия преобладают граниты (биотитовые, порфировидные, адалеллиты), слагающие наиболее высокую часть Курайского хребта (см. фиг. 22).



Фиг. 73. Термограмма глинистой фракции выветрелой гальки из нижней пачки аллювия р. Швелиг (Хуле)

Чтобы небольшая река могла переносить такие валуны, необходимо значительное падение русла, обусловленное существованием хребта. Поскольку видимая мощность аллювия в долине Кысхыштубека составляет в среднем 30—40 м, можно предположить довольно длительное эродирование Курайского хребта верховьями Кысхыштубека. Следует подчеркнуть, что гранулометрический состав аллювия является очень четким показателем морфологических условий долины при прочих равных условиях (водность потока и другие).

Изменение уклона русла обуславливает четко выраженную дифференциацию гранулометрического состава аллювия. Как отмечалось в главе IV, максимальные размеры валунов в аллювии Кысхыштубека и Кубадру на протяжении 11 км уменьшаются почти в 2 раза (с 1 м до 0,5—0,6 м).

Следовательно, и в данном случае гранулометрический состав аллювиальных отложений, датированных эоплейстоценом, достаточно отчетливо указывает на существование в это время высокого Курайского хребта.

На существование в третичное время довольно крутого и высокого склона Курайского хребта, обращенного в противоположную сторону — к Чуйской котловине, указывал К. В. Радугин (1941). Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1957, 1958) по материалам последних лет, как отмечалось выше, относят отложения бекенской свиты, охарактеризованные верхнеплиоценовой фауной, к «орогенным фациям».

Изложенный материал подводит к определению интервала времени, в течение которого произошли довольно существенные изменения в структуре рельефа Западной Тувы и Восточного Алтая.

Наличие песчаных угленосных отложений в Джулу-Кульской котловине, датированных верхами миоцена — низами плиоцена, позволяет считать, что интенсивные тектонические движения здесь начались в плиоцене. Они в основном закончились к концу плиоцена, т. е. к концу эоплейстоцена, когда были выработаны речные долины, нередко по новым направлениям.

Материалы по Чуйской котловине Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец (1958) позволяют уточнить время проявления интенсивных тектонических движений, которые совпадают с началом верхнего плиоцена (основание бекенской свиты с *Viviparus kujalnicensis-bythinica* Mang).

Важно подчеркнуть, что крупнейшие рельефообразующие тектонические движения с глубоким врезанием гидросети на рассматриваемой территории в основном были завершены к концу эоплейстоцена (верхнего плиоцена).

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА

Для оценки значения и характера эоплейстоценовых тектонических движений в создании рельефа рассматриваемого района необходимо составить представление о третичном рельефе, который подвергся перестройке. В литературе можно встретить утверждения о том, что третичный рельеф до начала существенной его перестройки представлял собой почти равнину (Гране, 1915), низменность, покрытую крупными озерными водоемами (Нехорошев, 1939), или просто равнину (Великовская, 1954). При этом обычно ссылаются на реликты древнего рельефа, сохранившиеся во многих местах рассматриваемой и сопредельных территорий.

Действительно, получить представление о характере третичного рельефа до его перестройки можно как раз путем изучения реликтов этого рельефа, имеющих широкое распространение на Алтае и в Саянах.

Многие участки реликтового рельефа прорезаны глубокими долинами, в результате чего несколько изменены. Однако то обстоятельство, что значительные площади этого рельефа в ледниковых областях на протяжении верхней половины плейстоцена находились под мощным покровом льда, в значительной мере способствовало сохранению этого рельефа. На консервирующую роль оледенения для пенецелизированных участков Алтая указывали Г. И. Гране (1915), В. П. Нехорошев (1926). В таких случаях изменения рельефа, обусловленные оледенением, настолько незначительны, что ими по существу можно пренебречь.

Наряду с этим, как отмечалось выше, в районе сохранились участки реликтового рельефа, которых не коснулось эоплейстоценовое врезание гидросети и которые подверглись консервирующему воздействию плейстоценового оледенения. Эти участки, как наиболее сохранившиеся, по-видимому, являются особенно интересными.

Обширные площади реликтового рельефа, более и менее сохранившегося, особенно в восточной части Горного Алтая, позволяют определить основные особенности доплиоценового рельефа, который был господствующим на территории нынешней Алтае-Саянской горной области.

Доплиоценовый рельеф не был равнинным. Это был горный с мягкими очертаниями рельеф, с широкими долинами, врезанными нередко на глубину до 400—600 м, и пологими водоразделами. Среди такой относительно слабо расчлененной территории выделялись отдельные куполовидные останцовые массивы (Эри-Тайга, Куркуре, Кийты и другие) от 10 до 15—20 км в поперечнике и невысокие хребты. Эти массивы и хребты возвышаются в настоящее время над общей мягкой поверхностью реликтового рельефа до 1000 м и более.

Очень показательно то обстоятельство, что эти массивы и невысокие хребты сложены, как правило, гранитами. Поскольку граниты имеют значительно большую устойчивость против разрушающего воздействия агентов денудации, по сравнению с осадочно-эффузивными породами палеозоя, этот факт позволяет склониться к утверждению, что упомянутые куполовидные массивы и невысокие хребты имеют останцовый характер.

Это согласуется с общепринятым сейчас взглядом, выраженным В. А. Обручевым еще в 1915 г., о том, что Алтай как система складчатых гор уже не существует, являясь сильно денудированным в течение длительного периода континентального развития.

Мягкость форм, широкие, хорошо разработанные речные долины при наличии останцовых массивов и хребтов — все это свидетельствует о длительном эрозионном развитии рельефа, в результате которого к началу эоплейстоцена (верхнего плиоцена) сформировался низкогорный мягких очертаний рельеф с амплитудой до 1000 м или несколько больше.

На Алтае имеются факты, свидетельствующие о значительной древности такого мягкого низкогорного рельефа, и, следовательно, о его устойчивости по отношению к агентам денудации. Так, по данным И. С. Чумакова (1957), в пределах Лениногорского района (Рудный Алтай) каолиновая кора выветривания палеогенового возраста фиксируется в условиях низко- и среднегогорного рельефа. Например, первичные каолины Мало-Голушинского месторождения мощностью до 14 м, располагаются у подножья крупной останцовой возвышенности (гора Малая Голуха) высотой около 400 м. Форма останцовой возвышенности и геологические условия участка, согласно устному сообщению И. С. Чумакова, исключают возможность ее тектонического происхождения.

Совершенно аналогичные условия залегания каолиновой коры выявлены и у подножья горы Сокольной (г. Лениногорск), которая имеет высоту около 300 м.

Условия залегания третичных отложений (Pg — N) на Рудном Алтае также свидетельствуют об их накоплении в условиях мелкосопочного и низкогорного рельефа. Так, для крайнего северо-запада Рудного Алтая И. С. Чумаков (1958) указал на залегание в глубоких эрозионных депрессиях отложений чагайской (Pg^3) и аральской (N_1^{1-2}) свит. Красноцветы павлодарской свиты ($N_1^3 — N_2^1$) прослежены И. С. Чумаковым в эрозионных депрессиях области холмистых и горнохолмистых предгорий, а также в горных районах (межгорных впадинах), что указывает на значительную амплитуду рельефа во время накопления миоценовых и плиоценовых отложений.

Совершенно правомерен вывод И. С. Чумакова (1957), сделанный на основании изложенных фактов, о том, что рельеф, сформировавшийся к концу олигоцена на месте Рудного Алтая, был близок к мелкосопочному, осложненному отдельными грядами низких гор и более высокими останцовыми массивами.

В результате интенсивных дифференцированных тектонических движений в начале эоплейстоцена относительно мягкий рельеф изучавшегося района был существенно изменен. Наряду с общим воздыманием были значительно приподняты отдельные участки, подвергшиеся интенсивному эрозионному расчленению, а затем и ледниковой экзарации. В итоге, к настоящему времени, как отмечалось в главе II, имеется довольно большое разнообразие морфологических типов рельефа, в том числе три высокогорных.

Однако, несмотря на значительные преобразования, многие типы рельефа обнаруживают значительное сходство с реликтовым рельефом. Показательно, например, что в пределах распространения высокогорного сильно расчлененного гляциального и высокогорного сильно расчлененного эрозионного рельефа во многих случаях можно обнаружить участки сохранившихся форм реликтового рельефа в виде незатронутых эрозией и экзарацией водораздельных участков хребтов и их склонов (фиг. 74).

Показательно, что наиболее высокие участки хребтов и массивов в пределах распространения этих типов рельефа сложены преимущественно гранитами. Это — значительная часть Шапшальского хребта (высоты до



Фиг. 74. Реликтовый рельеф в южной части Шапшальского хребта

3600 м), самый высокий участок в пределах рассматриваемой территории — массив Монгун-Тайга (3976 м), массив Бай-Тайга (3100 м), большая часть Саянского хребта, хребет Чихачева, Абаканский хребет и другие (см. фиг. 1).

В пределах изучавшейся территории, особенно в районах развития высокогорного рельефа, речная сеть в большинстве случаев приурочена к распространению осадочно-эффузивных пород палеозоя. Эта закономерность особенно заметна там, где гранитные массивы разделяются часто неширокой полосой этих палеозойских пород. Это, а также ограниченное распространение реликтовых долин в областях развития сильно расчлененного рельефа, дает возможность предположить, что речная сеть здесь в основном носит унаследованный характер — эоплейстоценовые долины (они же современные) врезаны в третичные долины. Это частично подтверждается и приуроченностью речной сети к районам развития осадочно-эффузивных толщ палеозоя. Такая же особенность является характерной и для реликтового рельефа с четко выраженным останцовым происхождением куполообразных массивов и хребтов.

Таким образом, черты сходства разных по морфологии типов рельефа также подтверждают общность их происхождения. Все они развились в основе из одного типа — мягкого низкогорного (доплиоценового) рельефа.

Несомненно, конечно, что этот доплиоценовый рельеф не был очень однородным, хотя бы уже потому, что в результате длительного эрозионного развития на морфологии отдельных участков должны были сказаться различия, обусловленные литологией. Однако эта неоднородность была, видимо, не настолько большой, и доплиоценовый рельеф соответствовал, видимо, одному современному морфогенетическому типу.

Отмеченные черты сходства некоторых типов рельефа с реликтовым рельефом помогают подойти и к пониманию механизма тектонических движений, обусловивших столь отчетливо выраженную высотную дифференциацию рельефа.

Как известно, в вопросе о характере крупных рельефообразующих тектонических движений среди исследователей Алтае-Саянской горной

области нет единого взгляда. Юдни считают превалярующими в рельефообразовании глыбовые движения по разломам (В. А. Обручев, 1914, 1945; Нехорошев, 1932₂, 1936, 1939, 1958, 1959; С. В. Обручев, 1946, 1950, 1953; Щукина, 1953, 1956, 1960; Шорыгина, 1960). Другие же (Огнев, 1955; Селиверстов, 1956) значительное место в рельефообразовании отводят складчатым формам (пологие складки основания, по Селиверстову), осложненными разрывными нарушениями.

Наши работы позволяют характеризовать тектонические движения начала эоплейстоцена следующим образом.

Прежде всего необходимо отметить, как это делают и многие другие авторы, общее воздымание большой территории. Это воздымание следует характеризовать как сводовое, так как центральные части горных сооружений поднялись выше периферических (Саянский хребет, хребет Цаган-Шибэту и другие).

Сводовые поднятия были медленными, поскольку реки часто пересекают горные цепи. На эту особенность указывал еще В. А. Обручев (1914₂), подчеркивая, что в Центральном Алтае многие реки пересекают большие горсты, вместо того, чтобы оставаться в грабенах.

В качестве примера такого пересечения в рассматриваемом районе можно привести р. Барлык, берущую начало на южном склоне хр. Цаган-Шибэту, на стыке его с хр. Западным Танну-Ола. В верховье долина Барлыка располагается на участке относительно слабо расчлененного рельефа с высотами 2300—2500 м. Затем, направляясь к северу, река глубоко врезается в наиболее высокую часть хребта (выше 3000 м), образуя в ней каньонообразную долину глубиной до 1000 м.

Подобные примеры антецендентных долин можно привести и для территорий, соседних с изучавшейся. Так, Хемчик в низовье врезается в Хемчикский хребет в то время, как рядом, к югу располагается более низкий участок; Енисей пропиливает весь Западный Саян, выходя из пределов Тувинской котловины.

Сводовые поднятия во многих случаях осложнялись разрывными нарушениями с образованием, по-видимому, тектонических трещин, по которым реки могли проложить себе новые долины. Оставленные же прежние участки долин сейчас являются свидетелями некоторой перестройки гидросети.

В качестве примера такого изменения направления гидросети может служить верховье Алаша на участке р. Монагы — оз. Кара-Холь (см. фиг. 71). Здесь глубоко врезанные участки долин сходятся на пересечении двух прямых линий в северной части оз. Кара-Холь. Причем во всех трех долинах — рек Монагы, Элтиг-Хем, Самджур, в верховьях наблюдаются отчетливые переходы в реликтовые долины. Из долины же Монагы к оз. Кара-Холь подходит отмечавшаяся уже реликтовая долина, висящая над дном врезанной долины более чем на 400 м.

В связи с тем, что в месте схождения указанных трех речных долин не имеется больших различий в высотах рельефа, можно предположить, что образование новых — меридионального и широтного участков долины Монагы — оз. Кара-Холь происходило по линиям разломов с небольшой амплитудой смещения, но с образованием тектонических трещин, обусловивших перехват реки Монагы. Аналогичным образом возникли, по-видимому, и все другие упоминавшиеся выше участки глубоких долин, над которыми висят реликтовые.

Объяснить перестройку гидросети обычными перехватами без допущения образования тектонических разломов, по которым могли бы устремиться речные потоки, покинув прежние долины, представляется затруднительным. Следует иметь в виду, что речные долины горной области являются очень консервативным, устойчивым элементом рельефа.

Резкий коленообразный изгиб долины р. Мюник в бассейне Кантегира (см. фиг. 27) также следует объяснять образованием нового направления реки по линии тектонического разлома, по которому произошло некоторое смещение (подъем) южной части территории Саянского хребта. Линия разлома здесь проходит по контакту гранитов с палеозойскими толщами.

Очень крутые и высокие склоны хребтов, часто очень прямолинейные, по-видимому, можно объяснить только тектоническим происхождением. В качестве примера можно привести тот же южный борт хребтов Шапшальского и Цаган-Шибэту.

По характеру угленосных отложений выше было сделано заключение о том, что в конце миоцена — начале плиоцена высокого Шапшальского хребта не существовало. Дислоцированность неогеновых угленосных отложений у подножья этого хребта (в долине р. Каргы), мощные пролювиальные накопления у подножья продолжения Шапшальского хребта — хребта Цаган-Шибэту, наличие реликтовых участков рельефа в пределах этих хребтов свидетельствуют о тектоническом — сбросовом их происхождении. Общая амплитуда сбросовых перемещений достигает здесь 1000—1500 м. Однако сбросовые перемещения происходили, по-видимому, не сразу на указанную амплитуду, а были растянуты во времени. На это указывает, например, отмеченный выше антецедентный характер долины Барлыка. Можно предполагать, что перемещения происходили не по одной, а по нескольким линиям сброса.

На тектонический характер южного борта Шапшальского хребта указывали также В. П. Нехорошев (1932), В. А. Кузнецов (1949), Г. Г. Бельский и Г. И. Иванова и другие.

Разрывные нарушения эоплейстоценового времени в отдельных случаях носили унаследованный характер. На это указывают, в частности, совпадения бортов хребтов и новых направлений гидросети с линиями древних разломов. Например, по южному борту хребтов Цаган-Шибэту и южной части Шапшальского, по данным В. А. Кузнецова (1949), А. Л. Додина, Г. И. Ивановой, Г. Г. Бельского, проходит зона разломов. Здесь узкой полосой сохранились юрские гравелиты и конгломераты, зажатые между девонскими и силурийскими отложениями.

По линии палеозойского разлома, по данным В. Е. Кудрявцева и Б. Ф. Сельвесюк, проходит участок долины Алаша, занятый сейчас оз. Кара-Холь (см. фиг. 71). На унаследованный характер новейших тектонических движений в хребте Западный Танну-Ола указывал Н. С. Зайцев (1947).

Судя по тому, что уже приводилось в этой главе, можно сказать, что разрывная тектоника играла значительную роль в формировании крупных черт рельефа рассматриваемой территории. Однако нет оснований переоценивать роль разрывных нарушений.

Прежде всего следует подчеркнуть, что в пределах района на обширных площадях господствует достаточно однородный по морфологии преимущественно среднегорный эрозионный (в том числе и слабо измененный, реликтовый) и высокогорный реликтовый рельеф. Хребты и массивы, невысокие по отношению к господствующим поверхностям этих типов рельефа, имеют преимущественно останцовый характер. Следовательно, можно считать, что в пределах развития отмеченных типов рельефа крупные разрывные нарушения отсутствуют.

Наиболее выраженное проявление разрывной тектоники наблюдается главным образом на участках обрамления котловин — Хемчикской, Джулу-Кульской.

Значительная мощность пролювиальных желтовато-бурых отложений предположительно эоплейстоценового возраста (более 100 м в районе поселка Актаврак) в отдельных участках Хемчикской котловины указывает

на относительно активное опускание ее в это время. Прямолинейные уступы хребтов с эоплейстоценовым пролювием у их подножий, особенно по северному и западному бортам Хемчикской котловины (массивы Кара-Хая — Тлангара, у выходов долин рек Улуг-Оруг, Аныяк-Оруг в долину Хемчика), имеют, по-видимому, сбросовый характер.

Отсутствие данных о полной мощности отложений Хемчикской котловины и о возрасте их нижних горизонтов не позволяет определить начало ее формирования. Возможно, что оно уходит в палеоген или даже мезозой, скорее, по-видимому, в мезозой, поскольку котловина является непосредственным продолжением Центрально-Тувинской котловины, в которой широко развиты юрские угленосные интенсивно дислоцированные отложения.

Джулу-Кульская котловина представляет собой высоко поднятый (до 2000—2500 м) участок реликтового (плиоценового) рельефа, обрамленный с северо-востока и юга молодыми Шапшальским хребтом и массивом Монгун-Тайга, образование которых в значительной мере обязано сбросовым явлениям. Северная часть хр. Чихачева и Чулышманский массив (водораздел Чулышмана и Богояша), ограничивающие котловину с запада, имеют, по нашему мнению, останцовый характер и являются, следовательно, элементами реликтового рельефа. В то же время очень высокий уступ хр. Чихачева в южной его части, обращенный к Ачитнурской котловине, имеет, очевидно, сбросовое происхождение.

Образование Джулу-Кульской котловины связано в основном с интенсивными тектоническими движениями начала эоплейстоцена, когда хребты Шапшальский, Цаган-Шибэту и массив Монгун-Тайга были высоко подняты. Однако заложение котловины произошло значительно раньше. Наличие юрских континентальных отложений вдоль зоны Каргинских разломов, находящихся в тектонических взаимоотношениях с девонскими и силурийскими отложениями (по данным Г. И. Ивановой и Г. Г. Бельского), указывает на существование в то время мульдообразного понижения, обращенного из Убанурской депрессии в сторону современной Джулу-Кульской котловины.

Итак, рассмотрение доплейстоценового рельефа Западной Тувы и восточной части Горного Алтая убеждает в том, что до проявления интенсивных тектонических движений на границе эоплейстоцена он был горным. Дифференцированные движения начала эоплейстоцена отмечают собой наиболее существенный этап в жизни рельефа, которому в основных чертах обязан его современный облик. Наличие эоплейстоценовых отложений и корней коры выветривания в глубоких долинах свидетельствует о том, что к началу плейстоцена рельеф был близок к современному.

Поскольку верхний плиоцен лишь в последнее время стали включать в четвертичную систему, совершенно правы те исследователи, которые утверждали, что рельеф рассматриваемой территории был горным в третичное время.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Вывод о приуроченности основных рельефообразующих тектонических движений к эоплейстоцену, о том, что к началу плейстоцена рельеф рассматриваемой территории был близок к современному, отнюдь не означает, что в плейстоцене не проявлялись тектонические движения того или другого знака. Следует, однако, подчеркнуть, что эти движения по своим масштабам намного уступали эоплейстоценовым. Они не привели к образованию новых крупных элементов рельефа и к его перестройке.

Рассмотрим некоторые данные, позволяющие проследить в общих чертах характер и направленность тектонических движений в плейстоцене.

В районе исследований автора и за пределами этого района в опреде-

ленных морфологических условиях отмечается одна и та же закономерность — налегание на выветрелые эоплейстоценовые аллювиальные отложения невыветрелых аллювиальных, которые мы отнесли к нижнему и нижней половине среднего плейстоцена (см. главу IV).

Такие взаимоотношения разновозрастных аллювиальных отложений прослеживаются на большом протяжении — от долины р. Швелиг (хребет Танну-Ола) до р. Кубадру (Курайский хребет).

Показательно, что наложенный характер аллювия наблюдается преимущественно в периферических частях хребтов (в долинах рек Устю-Гимате, Кубадру, Швелиг) (см. фиг. 16, 19, 22). Это указывает на заметные относительные опускания их в первой половине плейстоцена. Затем следует некоторое поднятие территории и врезание гидросети в указанные отложения. При этом аллювиальные отложения, формировавшиеся в долинах после этого врезания, четко смыкаются с ледниковыми отложениями, что позволяет относить образование наложенного аллювия к нижней половине плейстоцена, то-есть к доледниковому времени.

Масштаб врезания рек на участках развития указанных отложений колеблется в пределах до 100 м (в долинах рек Устю-Гимате — на 60 м, Кубадру — на 94 м).

Следует отметить, что наложенный аллювий, относимый к нижней половине плейстоцена, в некоторых случаях (в долинах рек Могун-Бурень, Устю-Гимате, Кубадру), по сравнению с эоплейстоценовым аллювием, отличается несколько большей грубостью.

Не располагая данными об увеличении количества осадков в первой половине плейстоцена, по сравнению с эоплейстоценом, необходимо прийти к заключению о некотором увеличении амплитуды высот рельефа в пределах одних и тех же хребтов, которое могло вызываться или поднятиями центральных частей хребтов при относительно стабильном положении периферических частей, или их опусканиями при стабильном положении центральных районов.

Судя по общей тенденции к поднятиям с начала эоплейстоцена, более вероятным является первый вариант объяснения большей грубости плейстоценового аллювия. Однако отмеченное возможное увеличение амплитуды рельефа по масштабам не может быть сравнимо с тектоническими движениями начала эоплейстоцена. Во всяком случае обосновывать этим серьезные тектонические движения на границе эоплейстоцена (верхнего плиоцена) и плейстоцена у нас нет никаких оснований, и мы целиком присоединяемся к выводу Е. В. Павловского и Н. А. Флоренсова (1951), сделанному для Восточной Сибири, о том, что «рубеж третичного и четвертичного периодов не отмечен какими-либо геологическими событиями, имеющими значение в истории развития Восточной Сибири» и что он не фиксируется ни тектонически, ни стратиграфически.

Плейстоценовые поднятия, обусловившие отмеченное врезание гидросети (до 100 м, возможно и больше) также не могут служить основанием для выделения «фазы четвертичного тектогенеза», так как они развивались по уже определившемуся в эоплейстоцене плану и не внесли каких-либо изменений в общий план рельефа.

Судя по тому, что во второй половине плейстоцена речная сеть рассматриваемой территории врезалась как в пределах хребтов, так и в котловинах, можно заключить, что тектонические движения этого времени были мало дифференцированными и носили по преимуществу характер общих сводовых поднятий крупных регионов. Во всяком случае признаки разрывных нарушений этого времени нами не обнаружены. Те же доказательства, которые еще продолжают проводить и в настоящее время для обоснования плейстоценовых фаз тектонических движений, не могут считаться сколько-нибудь убедительными.

Так, одним из основных доказательств существования межледниковой фазы тектонических движений является образование грабена Телецкого озера (Яковлев 1916, 1939, Нехорошев 1932, 1939, 1959 и другие). Однако тектоническая природа озера многими исследователями убедительно оспаривается. Так, геологические исследования Н. Л. Бубличенко (1937, 1939) и Л. И. Салопа (1953) показали несостоятельность аргументов, приводившихся в обоснование тектонического происхождения ванны Телецкого озера.

Относительно слабое проявление тектонических движений в плейстоцене на рассматриваемой территории не может, по-видимому, считаться закономерностью для всей Алтае-Саянской горной области. Имеются участки, где плейстоценовые движения проявились несколько интенсивнее. Например, в пределах Восточного Саяна и Восточной Тувы, по материалам И. С. Гудилина и И. Г. Нордега (Гудилин, Додин, Нордега, 1952) и М. Г. Гросвальда (1958), известны проявления четвертичного вулканизма, вплоть до голоцена, приуроченные преимущественно к зонам молодых тектонических разрывов. Зоны нарушений, по мнению М. Г. Гросвальда (1958), представляют собой, по существу, крупные трещины скалывания.

В пределах Рудного Алтая, по данным И. С. Чумакова (устное сообщение), мощность среднеледниковых отложений у подножия Ивановского белка (Лениногорская впадина) превышает 100 м, что, по его мнению, свидетельствует о значительных поднятиях этого района в четвертичное время.

Однако эти факты не меняют, по-видимому, общей картины развития рельефа всей Алтае-Саянской горной области с проявлением основных рельефообразующих тектонических движений в начале эоплейстоцена (верхнего плиоцена).

Более того, интенсивные движения этого времени, как отмечалось многими исследователями, характерны для всего земного шара.

РОЛЬ ОЛЕДЕНЕНИЯ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА

В районах наиболее интенсивного проявления второго оледенения значение экзарационной ледниковой деятельности в общем морфогенезе огромно. Ей по существу обязан своим распространением столь типичный для высокогорных районов так называемый альпийский рельеф (см. фиг. 2). Наиболее приподнятые участки хребтов и массивов, служившие центрами оледенения, оказались сильно расчлененными карами и трогами.

В зависимости от интенсивности оледенения, при прочих равных условиях, размеры каров колеблются от небольших — зачаточных (в хребте Цаган-Шибэту) до огромных глубиной в 1000 м при ширине до 3—4 км (в бассейнах Хемчика, Алаша, Чулышмана). В районах интенсивного оледенения прослеживается зависимость размеров каров от абсолютной высоты, интенсивности доледникового расчленения, амплитуды доледникового рельефа и в некоторой мере от литологии. Бóльшее развитие кары получили на наиболее приподнятых и контрастных по амплитуде участках даже при незначительном доледниковом расчленении. Последнее особенно хорошо видно на примерах довольно высоких останцовых иногда куполовидных массивов Эри-Тайга, Куркуре и других. Массивы эти возвышаются над окружающим реликтовым рельефом на 800—1100 м, имея абсолютные высоты около 3000 м. Форма и размеры каров в некоторой мере определяются также литологией. В гранитах и песчаниках они более глубоки, в метаморфических сланцах — менее глубоки и более широки. Это указывает на зависимость форм проявления экзарацирующей деятельности льда от физических свойств пород.

Характерной особенностью каров является их ступенчатость, которая наблюдается и в других горных районах. Наибольшее развитие имеют две ступени каров. Это отмечали также Л. И. Семихатова (1928) для хребта Чихачева и В. Е. Кудрявцев для массива Эри-Тайга. Однако строгий выдержанности в количестве ступеней нет. Нередко в одном и том же массиве число их может колебаться от 1 до 5.

В литературе, особенно по Центральному и Южному Алтаю, можно встретить указания на связь количества ступеней каров с количеством стадияльных морен последнего оледенения. При этом считается, что ступени каров обусловлены изменениями положения снеговой линии во время оледенения. Реальность такой связи весьма сомнительна уже потому, что снеговая линия даже в самую последнюю стадию существования ледников находилась не выше днищ самой низкой ступени каров и к формированию вышерасположенных ступеней не могла иметь прямого отношения. Причину ступенчатости каров, по-видимому, следует искать в естественных закономерностях экзариирующей деятельности льда и фирна, находящейся в прямой зависимости от их мощности в сочетании с морфологическими особенностями, что не подвергалось еще обстоятельному изучению.

Сравнение близко расположенных участков альпийского и чисто эрозионного рельефа на одних и тех же уровнях (в хр. Цаган-Шибэту и других) убеждает в том, что кары развивались в основном из водосборных эрозионных воронок верховий речных долин. Но водосборные воронки давали лишь начало экзарационному процессу, который затем развивался настолько интенсивно, что не только преобразовывал их, но и создавал по существу новые формы — кары.

Регрессивное отступление задних стенок каров обуславливало «разъедание» относительно выположенных участков водоразделов и образование гребенчато-зубчатых участков хребтов. Это очень отчетливо видно по уцелевшим от «разъедания» сегментам первоначальной доледниковой поверхности.

Для развития каров большое значение имели крутизна, экспозиция и ориентировка склонов по отношению к господствующим ветрам. Наиболее благоприятными для них были, как правило, склоны большой крутизны, северной экспозиции и подветренной стороны. Действие этих трех факторов проявлялось тем больше, чем меньше были масштабы оледенения, что очень хорошо видно на примерах хребтов, ориентированных широтно и меридионально. В тех и других случаях кары располагаются асимметрично: в первых — преимущественно на склонах северной экспозиции, во вторых — на подветренных, восточных склонах (хребты Чараш-Тайга, Эльбек-Туларкыр).

На малоконтрастных по высоте и невысоко поднятых участках хребтов (до 2300—2500 м) в районах полупокровного оледенения кары не развивались ввиду наличия сплошного ледникового чехла (на участках водораздела Чулышмана — Башкауса, западнее долины Кара-Кема).

Наблюдения над карами приводят к убеждению, что все они были аккумуляторами фирна и льда во время последнего оледенения и что, следовательно, нет оснований для выделения древних и молодых каров.

Слабо развитые кары в метаморфизованных палеозойских сланцах и песчаниках, когда процесс карообразования по существу очень мало изменил первоначальную эрозионную форму водосборной воронки, имеют вид древних каров, и встречаются в основном в районах малоинтенсивного оледенения. Аккумулятивный материал в карах представлен главным образом осыпями иногда значительной мощности, что находится в зависимости от крутизны стен и глубины каров. Состоят они из щебенчато-глыбового материала. Шлейфы осыпей иногда бывают расчленены склоновыми потоками и создают ложное впечатление бугристо-

грядового моренного рельефа. Днища каров в большинстве случаев лишены сколько-нибудь значительной толщи рыхлого материала и в них часто обнажаются породы коренного ложа. Многочисленные каровые озера в таких случаях не подпруживаются рыхлым материалом, а существуют только благодаря ригелям, что очень хорошо видно в местах пропила ригелей потоками, вытекающими из озер. Все это позволяет говорить об отсутствии каровой стадии оледенения в заключительный этап его существования.

Тесную пространственную и генетическую связь с карами имеют трогои — характерные корытообразные участки ледниковых долин. Изучение трогов связано с разрешением интереснейшего вопроса об экзариирующей деятельности ледников, в значительной мере остающегося еще дискуссионным. Здесь мы ограничимся лишь некоторыми замечаниями.

Ледниковые долины в большинстве случаев имеют форму трога. Эта форма наиболее четко выражена в их верховьях, в непосредственной близости к кара́м и постепенно изменяется при приближении к конечной морене. Однако такая закономерность прослеживается не всегда. Троговой характер долины определяется по существу доледниковой морфологией ее участка, в котором оканчивался ледник. Если он не выходил из пределов глубокой долины, то типичная троговая форма ее начинается тотчас выше конечной морены. В таких случаях очень показателен контраст в форме участков, расположенных ниже и выше конечной морены. Ниже конечной морены долина имеет чисто эрозионную V-образную или ящикообразную форму, часто с системой террас и более крутое падение. Примерами таких долин могут быть долины рек Мунгаш-Ак, Талайлык, Шуй, Хемчик и другие. И, наоборот, если ледник оканчивался за пределами узкой глубокой долины, то и троговая форма ее в расширенном участке теряется, долина оказывается типично эрозионной и лишь береговые морены, поле конечной морены и другие признаки свидетельствуют о том, что и в ней когда-то находился ледник.

Эти различия указывают на вполне определенную и давно известную закономерность проявления экзариирующей деятельности ледников. Помимо мощности льда она определяется и формой ложа ледника. В широких с пологими склонами долинах экзариирующая деятельность ледника сводится почти к нулю и вместо экзариирующей ледник выполняет по существу консервирующую роль. Об этом очень красноречиво свидетельствуют примеры сохранения доледниковых рыхлых отложений в бассейне Могун-Бурени и особенно в нижнем участке долины Кубадру, левого притока Башкауса. Здесь, будучи перекрытыми льдами последнего оледенения, сохранились описанные выше желтовато-бурые эоплейстоценовые аллювиальные валунно-галечные отложения значительной мощности.

Отмеченная особенность проявления экзариирующей и консервирующей деятельности ледников иногда не учитывается, что приводит к неверным построениям. Так, например, часто встречающиеся в горных районах широкие реликтовые долины, имевшие во время второго оледенения ледники, в литературе нередко называются древними трогами, трогообразными ложбинами или ложбинами ледникового выпаживания. Из случаев несовпадения этих «древних трогов» с современной гидросетью обычно делается вывод, что более древнее оледенение развивалось якобы в иных морфологических условиях. А то, что более молодые эрозионные участки долин часто являются врезанными в эти древние долины и затем обработанными ледником, служит якобы подтверждением межледниковой значительной перестройки рельефа и последующего долинного оледенения.

Это представление превратилось в канон и его можно встретить почти в каждой работе, затрагивающей вопросы оледенения горных стран.



Фиг. 75. Троговый характер долины р. Чулышман, выше устья р. Чульчи

Необоснованность такого представления слишком очевидна. Во-первых, выше было показано, что существенная перестройка рельефа и гидросети произошла в районе задолго до оледенения, на границе плиоцена с эоплейстоценом и, во-вторых, ледники не могут вырабатывать широкие пологие ложбины в силу характера своей экзарвирующей деятельности. Ледники, наоборот, консервируют такие формы, поэтому называть последние трогами невозможно.

Природа широких ложбин иная: это участки реликтовых третичных и эоплейстоценовых преимущественно эрозионных долин, что подтверждается наличием в них соответствующих осадков (неогеновых — в Джулу-Кульской котловине, в верховьях Каргы; желто-бурых эоплейстоценовых галечников в нижней части долины Кубадру и в долинах других рек). В рассматриваемом районе имеются явно переуглубленные ледниковые долины. Типичным примером такой долины является долина Чулышмана ниже устья Шавлы, включая участок, занятый Телецким озером (фиг. 75). Ниже устья Чульчи долина Чулышмана расширяется и носит черты эрозионной долины. Это обусловлено в основном заполнением ее в послеледниковое время мощными слоями рыхлого материала, отчего она приобрела ящикообразную форму.

Значительное переуглубление долины Чулышмана и многих других ледниковых долин, что отмечается многими исследователями, обязано по-видимому, преимущественно ледниковой деятельности. В последнее время в литературе распространен взгляд о якобы лишь моделирующей роли долинных ледников, однако следует заметить, что специальных исследований в подтверждение этого взгляда никем не проводилось. В то же время серьезные работы по ледоведению, выполненные за границей и у нас (Шумский, 1955), дают материал для понимания механизма эрозионной деятельности ледников. Наибольший интерес представляет температурный режим в придонных слоях ледников. По этому поводу П. А. Шумский пишет: «Под влиянием достаточно сильного и быстро нарастающего ориентированного давления отдельные участки льда, пластичность которых уменьшена примесью минеральных включений, не

в состоянии устранять избыток давления с помощью течения выдавливания и подвергаются плавлению...

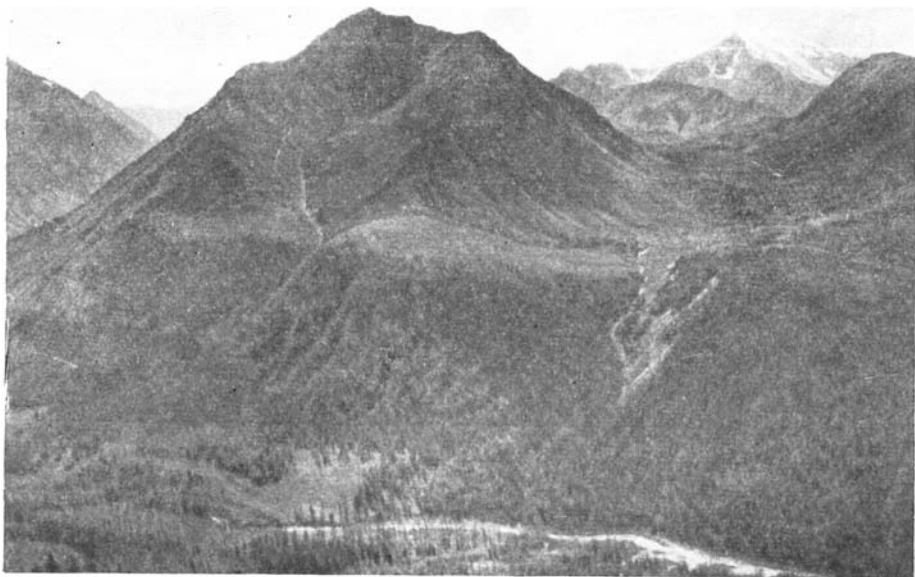
Плавление значительных участков льда в придонных слоях доказано не только в «теплых», но и в «холодных» ледниках. Главный интерес эти процессы представляют с точки зрения механизма эрозионной деятельности ледников, который должно очень способствовать морозное выветривание, интенсивно происходящее благодаря замерзанию в трещинах ложка переохлажденной талой воды, освобождающейся из-под давления и стекающей вниз. На плавление льда под избыточным давлением расходуется большое количество тепловой энергии, понижающей температуру данного слоя и создающей температурный градиент и поток тепла из ледника вниз, к данному слою. Таким образом, создается механизм эрозионной работы ледника, расходующий не только кинетическую, но и тепловую энергию движущегося льда» (Шумский, 1955, стр. 369). Выявляется и закономерная связь эрозионной деятельности ледников с механизмом движения льда: «чем более изменчивы условия течения ледника и чем больше расстояние от его истоков, тем меньше относительная роль пластического течения и больше роль скольжения по ложу и внутренним разрывам...» (там же).

Из разбора механизма эрозионной деятельности ледников П. А. Шумский делает важный вывод: «Эрозионная деятельность ледников связана со скольжением по ложу, поэтому она очень слаба в ледниковых шапках и фирновых бассейнах, где преобладает пластическое течение, и резко усиливается в долинных ледниковых потоках. Премущественно этим объясняется часто наблюдающееся исчезновение следов древнего оледенения при выходе из узких долин на плато и широкие водораздельные пространства» (Шумский, 1955, стр. 338—339).

О широком развитии явлений ледникового переуглубления в трогах свидетельствуют многочисленные примеры висячих долин, объяснить образование которых действием речной эрозии невозможно.

Вопрос о вложенных трогах нам представляется беспредметным. Если до сих пор в отдельных работах и встречаются утверждения о существовании вложенных трогов, то основаны они на ошибочных представлениях, которые мы рассматривали выше (эрозионный врез в днище древней долины). Уступы в трогах, образованные береговой мореной, маргинальными каналами или другими частными причинами, тоже нередко используются для доказательства существования вложенных трогов. Наблюдения, произведенные нами более чем в ста троговых долинах, не дают ни малейшего материала для подтверждения существования вложенных трогов. Во всех трогах, независимо от того, врезаны ли они в водораздельное плато (см. фиг. 36) или в днище древней долины (см. фиг. 68), отчетливо наблюдается один перегиб склона — плечо трога, отвечающее участку сопряжения плоскости эрозионно-экзарационного склона с плоскостью приводораздельного склона или днища реликтовой долины.

В продольном профите троговых долин наблюдается ступенчатость (преимущественно в их верхних участках, по соседству с карами, а также при слиянии долин), которая тесно связана, по-видимому, с закономерностями эрозионной деятельности ледников. Это хорошо можно наблюдать на продольных профилях долин и их притоков. Выявляется четкая зависимость профиля днища долины-притока от соотношения его ледника с ледником главной долины. Если ледник притока был равнозначен по масштабу леднику основной долины, то в продольном профите долины отчетливая ступень отсутствует, если ледник был меньше — его долина оказывается висячей (фиг. 76), если ледник был больше — висячей становится главная долина. Высота ступеней колеблется от десятков до сотен метров.



Фиг. 76. Висячий трог в верховьях р. Кубадру (Курайский хребет)

Деятельность талых ледниковых вод, помимо создания аккумулятивных форм, приводила также к образованию и довольно своеобразных эрозионных форм — маргинальных (краевых) каналов.

Наиболее благоприятным местом стока талых ледниковых вод был край льда, его контакт с коренным склоном. Прокладывая путь у края ледника, потоки нередко врезались в породы склонов, образуя рытвины. При благоприятных условиях длительного существования потоков, могли образовываться рытвины значительных размеров — глубиной до 70—100 м (в бассейне Алаша). В большинстве же случаев глубина их не превышает 15—20 м.

Маргинальные каналы часто располагаются группами по склону, отмечая как наивысшее положение льда на участке, так и значительно сниженные уровни деградировавшего ледника иногда вплоть до днища долины. В результате образовались своеобразные «лестницы» маргинальных каналов на склоне. Такие «лестницы» хорошо выражены в долинах Монагы, в ее левом склоне к северо-западу от оз. Кара-Холь, в долине р. Ташту-Холь, в бассейне Алаша (на картах неправильно называемой Чульчей), в верховье Хемчика (см. фиг. 52) и других долинах. Приурочены они обычно к выпуклым участкам склонов со следами ледниковой шлифовки, особенно при впадении притоков, и имеют вид четких рвов с валунами и гальками на дне. Вниз по долине маргинальные каналы снижаются. В концевых частях ледников уклоны маргинальных каналов отвечают в основном уклонам береговых морен, поскольку и они также фиксируют определенный уровень поверхности льда.

Маргинальные каналы служат хорошими документами для восстановления палеогеографических условий ледникового времени. Особый интерес представляют маргинальные каналы, отмечающие собой максимальное развитие ледников в районах развития полупокровов, где ледники переполняли главные долины и занимали часть приводораздельных склонов. В таких случаях они располагаются параллельно этим долинам и под углом (иногда прямым) к долинам притоков, нижние участки которых погребались ледником основной долины.



Фиг. 77. Участок левого склона долины р. Ташту-Холь (бассейн р. Алаш), отчлененный маргинальным каналом, по которому рекой было выработано новое русло

Это естественное положение маргинальных каналов используется иногда для доказательства разновозрастности оледенений. Основной аргумент сводится к тому, что эти каналы не соответствуют направлению долины-притоков. Ошибочность такого суждения кроется в постулировании положения, по которому последнее оледенение в районах развития полупокровов было только долинным. Отмеченное положение маргинальных каналов наблюдается в долине Чулышмана на отрезке между устьями рек Бобачек и Чульча. Они хорошо видны на аэрофотоснимках и иногда создают ложное представление о штриховке.

Из маргинальных каналов в отдельных случаях были образованы новые участки речных долин (фиг. 77), чаще же ими отчленяются крупные участки склонов долин.

Наличие маргинальных каналов у самого высокого уровня льдов второго оледенения, устанавливаемое по наличию ледниковых валунов и шлифовки, указывает на активность водно-ледниковых потоков и в максимум оледенения несмотря на значительную высоту (в настоящее время выше 2000 м). Это вполне согласуется с другими фактами, говорящими о значительной активности талых ледниковых вод в течение всей жизни ледников, а не только в период этапа их деградации.

Глава VI

ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ЕГО ЭТАПЫ

В кратком обзоре истории исследований четвертичного оледенения Западной Тувы и восточной части Горного Алтая было показано многообразие взглядов, высказанных в литературе по вопросу о характере и количестве оледенений. Вместе с тем можно с полным основанием считать, что подавляющее большинство исследователей вполне определенно высказалось лишь в отношении последнего — верхнеплейстоценового оледенения, следы которого прекрасно сохранились в осадках и в рельефе. Что же касается более древних оледенений, то реконструкция их масштабов и характера имеет, как правило, весьма неопределенный, расплывчатый характер.

Большинство исследователей придерживается мнения о двукратном оледенении рассматриваемого горного района. При этом наибольшее распространение, особенно в 30-х годах, получил взгляд В. П. Нехорошева (1930), согласно которому первое оледенение из-за слабого расчленения рельефа имело покровный характер, а последнее, развивавшееся после существенной межледниковой перестройки рельефа и глубокого врезания гидросети, носило преимущественно долинный характер. Такой же точки зрения этот автор придерживается и в своих последних работах (Нехорошев, 1958, 1959). Выше уже была отчасти показана несостоятельность такого разделения оледенений. Более подробно этот вопрос рассматривается в данной главе.

Проведенный разбор стратиграфии четвертичных отложений и основных этапов геологического развития района в неоген-четвертичное время облегчает задачу реконструкции главных особенностей четвертичного оледенения и его эволюции.

К ВОПРОСУ ОБ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВОМ ОЛЕДЕНЕНИИ

В Западной Туве нижнеплейстоценовое или эоплейстоценовое оледенение в последние годы выделяется Л. Д. Шорыгиной (1957, 1960), а на Алтае — Е. Н. Шукиной (1953, 1960).

В главе IV было показано, что основой для выделения эоплейстоценового оледенения на Алтае Е. Н. Шукиной послужили аллювиальные валунные галечники долины Кубадру, ошибочно принятые ею за морену (так называемая башкаусская морена). Аналогичные отложения из долины р. Чаган-Узун Е. Н. Шукина считает флювиогляциальными образованиями эоплейстоценового оледенения. Однако никакого доказательства флювиогляциального происхождения этих отложений она не приводит.

Поскольку флювиогляциальные отложения по своим диагностическим признакам по существу не отличаются от аллювиальных, ясно, что отнесение таких отложений к флювиогляциальным без прослеживания их перехода в конечную морену во всех случаях является весьма условным. В данном же конкретном случае положение усугубляется тем, что эоплейстоценовая морена оказывается вообще неизвестной. Отсюда естественно заключить, что сделанное Е. Н. Щукиной определение генетического типа отложений долины Чаган-Узуна не может считаться сколько-нибудь обоснованным.

В итоге можно с полным основанием констатировать, что выделение эоплейстоценового оледенения на Алтае произведено Е. Н. Щукиной на основании ошибочного истолкования генетического типа отложений: за ледниковые и флювиогляциальные ею приняты аллювиальные отложения верхнеплейстоценового (эоплейстоценового) возраста. Достоверные ледниковые отложения эоплейстоцена здесь отсутствуют.

Вслед за Е. Н. Щукиной эоплейстоценовое оледенение на соседней с Алтаем территории Тувы стала выделять Л. Д. Шорыгина (1957, 1960). Это оледенение восстанавливается ею в основном по материалам с хребта Западный Танну-Ола. Валуны эоплейстоценовой морены в верховьях Шалаша, по мнению Л. Д. Шорыгиной, несут следы ледниковой обработки в виде общего сглаживания поверхности граней валунов и ледниковых шрамов. Эоплейстоценовые ледниковые отложения, согласно Л. Д. Шорыгиной, располагаются в широкой трогоподобной ложбине, которая начинается крупным каром в водораздельной части хр. Западный Танну-Ола на высоте 2900 м.

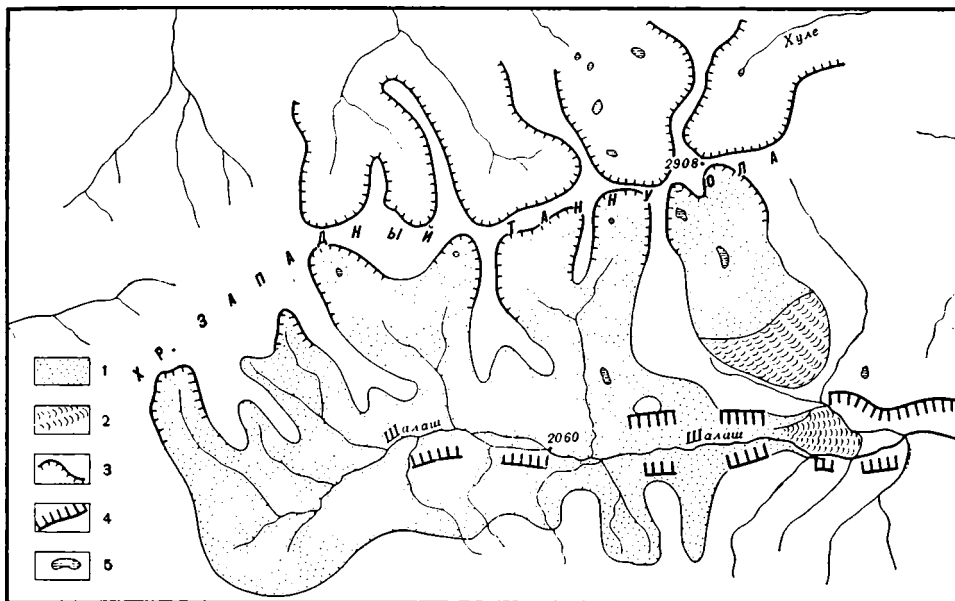
Древность разбираемых ледниковых отложений Л. Д. Шорыгина в значительной мере определяет на основании геоморфологических особенностей района: эти отложения залегают в древней долине, тогда как более молодые ледниковые отложения располагаются в молодой долине, врезанной в эту древнюю. За морену древнего оледенения Л. Д. Шорыгина приняла также валунный материал на участках «высокогорного плато» в Саянском хребте и в верховьях Хемчика.

Возраст древней морены определяется по существу только на основании сопоставления ее с «башкаусской мореной» Алтая. По этому поводу Л. Д. Шорыгина пишет следующее: «Сопоставляя описанные морены древнего оледенения Тувы с моренами смежного с Западной Тувой Алтая, где стратиграфическое положение моренных горизонтов разработано Е. Н. Щукиной, можно прийти к заключению о возможности сопоставления описанной нами морены с башкаусской мореной Алтая, несущей те же признаки разрушенности и побурения в результате выветривания, что и древняя морена Западной Тувы» (Шорыгина, 1960, стр. 183).

В приведенной характеристике эоплейстоценовой морены обращает на себя внимание противоречивое сочетание признаков морены. С одной стороны, отмечается наличие в ней валунов с сохранившимися ледниковыми шрамами, что может указывать на молодость отложений, а с другой — подчеркиваются противоположные признаки — разрушенность и побурение в результате выветривания.

Наблюдения, проведенные автором в долине Шалаша в 1956 г., позволили прийти к выводу, что отмеченное сочетание противоречивых признаков морены Л. Д. Шорыгина допустила потому, что за древнюю морену она приняла, во-первых, конечную морену последнего (верхнеплейстоценового) оледенения, и, во-вторых, — элювиально-делювиальные отложения склонов, измененные солифлюкционными процессами.

Первое предположение вытекает из того, что древние ледниковые отложения в верховьях Шалаша, по мнению Л. Д. Шорыгиной, выполняют широкую трогоподобную ложбину, которая начинается крупным каром.



Фиг. 78. Схема последнего оледенения верховий р. Шалаш:

1 — ледники; 2 — конечные морены; 3 — кары; 4 — крутые склоны долины на участках молодого врезания; 5 — ледниковые озера

Отметив, что эта трогоподобная ложбина оборвана глубоким врезом долины Шалаша, несущей следы более молодого оледенения, Л. Д. Шорыгина приходит к такому заключению: «Учитывая, что отметки поверхности и постели горизонта древней морены падают от питающего кара по направлению к впадине сравнительно полого и что поверхность хребта возвышается над поверхностью морены всего на 400—500 м, — пишет она, — остается представление о неглубоко расчлененном рельефе, существовавшем в период формирования древней морены» (Шорыгина, 1960, стр. 182).

Однако геоморфологическая обстановка в верховьях Шалаша не дает сколько-нибудь серьезных оснований для того, чтобы можно было опираться на нее, подкрепляя тезис о древности морены. Для верховий Шалаша действительно очень характерно сочетание форм древнего, в основе третичного, рельефа, и молодого — четвертичного. Современная долина здесь врезана в реликтовую широкую долину.

Основное питание шалашский ледник получал от своих левых притоков, начинавшихся довольно крупными карами (фиг. 78). Эти притоки имеют хорошо выраженные троговые долины. Троговый облик имеет и сама долина Шалаша.

Ледник, спускавшийся по нижнему левому притоку Шалаша, не достигал основного ледника, а оканчивался в пределах древней долины, где отложил на большой площади конечную морену. Поскольку кар, питавший этот ледник, располагается у отметки абсолютной высоты — 2900 м, упоминаемой Л. Д. Шорыгиной, а морена — в «широкой трогоподобной ложбине», то-есть действительно в пределах древней долины, не остается сомнений в том, что именно этот кар и эту морену описала Л. Д. Шорыгина. Никакой другой морены, которая могла бы выполнять ложбину, начинающуюся крупным каром, здесь нет.

Совершенно очевидно, таким образом, что за древнюю морену в данном случае Л. Д. Шорыгина приняла морену последнего (верхнеплейстоценового) оледенения. Эта морена принадлежит именно последнему

оледенению, о чем свидетельствует прежде всего хорошая сохранность как моренного рельефа, так и скульптурных форм — кара, ригелей, а также наличие ледниковых озер в днище кара. Показательно, кроме того, что кар, питавший указанный ледник, располагается в наиболее высокой части хр. Западный Танну-Ола, что должно было обеспечивать и более благоприятные условия питания этого ледника по сравнению с ледниками других притоков. И лишь потому, что этот ледник, выходя из кара, не попадал в глубокую долину, а растекался по древней долине, он не достиг основного ледника долины Шалаша (см. фиг. 78). Следовательно, расположение конечной морены в древней долине никак не может расцениваться как показатель ее древности.

В других случаях за древнюю морену Л. Д. Шорыгина приняла элювиально-делювиальные отложения водораздельной части хр. Западный Танну-Ола, что хорошо видно и на приводимых ею рисунках (Шорыгина, 1960, стр. 182).

Что касается цвета и выветрелости материала древней морены, о которых пишет Л. Д. Шорыгина, необходимо отметить следующее. Бассейн верховий Шалаша сложен главным образом полимиктовыми серыми и коричневато-серыми песчаниками девона и карбона. Эти песчаники не отличаются хорошей монолитностью и в условиях современного нивального климата легко подвергаются десквамации. Степень выветрелости рыхлых отложений в верховьях Шалаша не имеет ничего общего с выветрелостью, например, валунных галечников из долины Кубадру (так называемой башкаусской морены). Слегка буроватая окраска отложений в верховьях Шалаша в значительной мере определяется окраской исходных пород (палеозойских песчаников).

Валунный материал на склонах водораздельных частей хребтов Саянского и отрогов Шапшальского (в верховьях Хемчика), принимаемый Л. Д. Шорыгиной также за древнюю морену, по нашим наблюдениям имеет элювиальное происхождение.

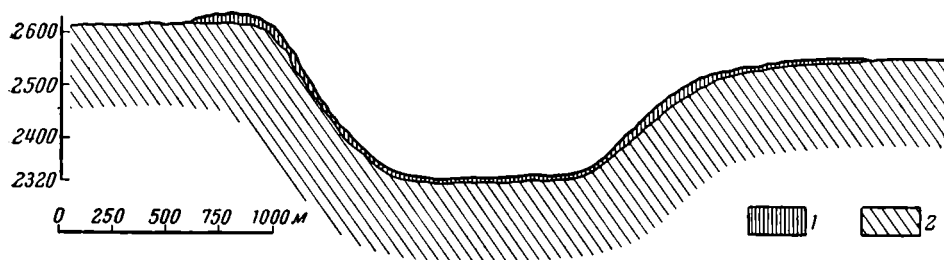
Из сказанного можно сделать вывод, что достоверные доказательства эоплейстоценового оледенения в пределах рассматриваемого горного района отсутствуют.

ПЕРВОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

Сопоставление положения конечных морен первого и второго оледенений на крайнем юго-западе Тувы дает основание считать, что ледники во время первого оледенения распространялись из тех же центров, что и во время второго оледенения. Так, морена первого оледенения ледника долины р. Толайты (см. фиг. 30) в основной своей части перекрыта мореной второго оледенения и лишь частично сохранилась по ее периферии. Расположение же береговых морен у подножья массива Монгун-Тайга позволяет составить вполне конкретное представление о характере долин, по которым спускались ледники во время первого и второго оледенений.

Ледниковые долины рек южного склона массива Монгун-Тайга — Толайты и Арта-Шегетей после выхода из массива врезаны неглубоко, сравнительно с горной частью, в относительно плоский участок предгорного мелкосопочного рельефа (до 200—300 м). Береговые морены невысокими пологими валами располагаются здесь на плоских придолинных участках шириной от 100 до 600 м. Поскольку эти участки в своей южной части сложены палеозойскими рассланцованными песчаниками и сланцами, а морена почти нацело состоит из гранитов, граница береговой морены на плоской поверхности видна очень четко. При глубине долины на участке профиля (фиг. 79) в 200 м ширина береговой морены не превышает 600 м.

Из этого явствует, что ледники как первого, так и второго оледенения массива Монгун-Тайга при выходе из него почти целиком вмещались в долины и лишь слегка переполняли их. Отсутствие эрратического материала на плоских участках предгорий за пределами береговой морены указывает на отсутствие здесь оледенения, развивавшегося до выработки долин, так как в противном случае ледники растекались бы по этим плоским участкам подобно тому, как это происходило с ледниками второго оледенения ниже врезанных участков долин.



Фиг. 79. Поперечный профиль долины р. Арта-Шигетей:
1 — морена; 2 — сланцы (Pz)

Аналогичный вывод вытекает и из положения береговых морен в долинах с резкими изгибами. Так, например, долина р. Мюнник (в бассейне Кантегира) при выходе из Саянского хребта делает поворот под углом около 90° . Береговая морена, располагаясь частично на придольном участке междуречья (по левобережью), отчетливо следует изгибу долины.

Приведенные факты подтверждают сделанный уже в главе V вывод о том, что основные рельефообразующие тектонические движения и вызванное ими глубокое врезание речной сети (до 200—400 м) произошли до наступления первого наиболее раннего оледенения. Поскольку современные речные долины выработаны в основе в эоплейстоцене (верхнем плиоцене) и орографические элементы существуют также с эоплейстоцена, нет оснований считать, что типы первого оледенения могли существенно отличаться от типов второго оледенения. Учитывая, что масштабы обоих оледенений были примерно одинаковыми, можно допустить, что типы первого оледенения были в общем такими же, как и второго, и пространственно совпадали.

ВТОРОЕ (ПОСЛЕДНЕЕ) ОЛЕДЕНЕНИЕ

В главе IV было показано, что многочисленные следы оледенения, запечатленные в соответствующих отложениях — моренах, флювиогляциальных, озерно-ледниковых образованиях — принадлежат второму (верхнеплейстоценовому) оледенению.

Весь комплекс ледниковых явлений позволил при маршрутных наблюдениях с использованием аэрофотоснимков части территории установить как развитие по площади, так и мощности ледников последнего оледенения. Этому в немалой мере способствовала отмечавшаяся выше разнородность литологического состава пород, слагающих изучавшийся район, особенно наличие многочисленных гранитных интрузий, в значительной мере облегчавшая диагностику эрратического материала. В результате оказалось возможным составить карту последнего оледенения (см. фиг. 27).

При взгляде на карту прежде всего обращает на себя внимание асимметрия оледенения основного орографического элемента изученного района — Шапшальского хребта. В то время как на восточном его склоне были развиты главным образом долинные ледники, на обширных территориях к западу от него льды располагались сплошным ледниковым

покровом. Они перекрывали одновременно как долины, так и междуречные пространства. Однако ввиду того, что наиболее высокие участки междуречий не покрывались сплошным ледниковым покровом, а служили часто питающими центрами, этот тип оледенения следует рассматривать не как покровный, а как полупокровный.

В южной части Шапшальского хребта и в его продолжении — хребте Чаган-Шибэту несмотря на значительные высоты (более 3000 м) масштабы оледенения постепенно сокращались. На южных склонах этих хребтов с северо-запада на юго-восток полупокровный тип оледенения сменялся долинным, а этот в свою очередь зачаточным — каровым. Преимущественно долинные и каровые ледники преобладали в Саянском, Кантегирском хребтах, а также в хр. Чихачева. В отдельных случаях долинные ледники, оканчиваясь в предгорьях, сливались между собой, образуя ледники подножий (западный склон массива Монгун-Тайга).

Таким образом, в пределах гор Западной Тувы и восточной части Горного Алтая последнее оледенение имело разнообразный характер — от обширного полупокровного до зачаточного карового. Мощности ледников и их длина, как основные показатели интенсивности оледенения, резко различались на разных склонах Шапшальского хребта.

Так, если на восточном склоне Шапшальского хребта максимальная мощность ледников составляла 600—700 м (в долинах Козера и Хемчика) при длине 50 км, то к западу от хребта она достигала 1200—1500 м (в долинах Шавлы, Чулышмана). Длина Чулышманского ледника составляла около 280 км. Это был самый длинный ледник во всей Алтае-Саянской горной области. Правда, этот ледник не был только долинным, он сливался с ледниками, покрывавшими соседние междуречья. По пути Чулышманский ледник принимал в себя ледники таких крупных притоков, как Шавла, Чульча, Башкаус, Кыга. По существу все ледники бассейна Чулышмана сливались в один на участке долины, занятом сейчас Телецким озером, и оканчивались, следовательно единым, языковым бассейном у северной оконечности Телецкого озера.

Указанные мощности иногда кажутся слишком большими. В связи с этим не лишне будет привести некоторые сравнительные данные. Так, в настоящее время при неизмеримо более слабом развитии оледенения в Альпах Большой Алецкий ледник имеет мощность 800 м (Калесник, 1939), а ледник Федченко на Памире — 600 м. Высота снеговой границы во время максимума последнего оледенения в разных частях разбираемого района была неодинаковой. Расчеты, произведенные нами по методу Гейфера (Калесник, 1939), показывают, что в Саянском хребте и к юго-востоку от Телецкого озера она находилась на уровне около 1800—1900 м, а на крайнем юго-западе Тувы, где существует современное оледенение, — на уровне 2700—2800 м. Снеговая граница здесь располагается теперь на уровне около 3400 м. Следовательно, ее депрессия в максимуме последнего оледенения составляла 600—700 м. Величина депрессии снеговой границы для последнего оледенения Алтая в 1000—1200 м, приводившаяся Л. А. Варданянцем (1938) и другими авторами, не может считаться отвечающей действительности.

Если учесть, что в Шапшальском хребте также существуют в настоящее время небольшие ледники на абсолютных высотах около 2700—3000 м, то естественно допустить, что территория к западу от хребта с высотами более 2000 м должна была бы оказаться под сплошным ледниковым покровом. И действительно, относительно плоские водоразделы Чулышмана — Башкауса, Чулышмана — Кыги и других рек почти целиком перекрывались льдами во время последнего оледенения.

Столь ярко выраженная асимметрия субмеридионально вытянутого Шапшальского хребта была обусловлена прежде всего климатическими

причинами. Во всякой горной стране хребты, ориентированные перпендикулярно к направлению господствующих ветров, получают, как известно, на своих склонах разное количество осадков. Основная часть их выпадает на наветренных склонах хребтов (орографические осадки).

Общее направление атмосферной циркуляции в северном полушарии на протяжении всего четвертичного периода сохранялось примерно таким, каким оно является и в настоящее время (Алисов, 1952; Золотарев, 1949, 1957).

Во всей Алтае-Саянской горной области господствующими в настоящее время являются ветры западных румбов. Следовательно, основную часть осадков во время оледенений получали, как и сейчас, склоны хребтов западной экспозиции.

Таким образом, в четвертичное время западный склон Шапшальского хребта и прилегающая к нему территория имели более благоприятные условия для развития ледников. Определенное представление об этом можно получить из некоторых климатических показателей настоящего времени и особенно главного из них — количества выпадающих осадков.

На восточном берегу Телецкого озера выпадает до 900 мм осадков в год, а на наветренном склоне Абаканского хребта — 1100—1200 мм. Можно предполагать, что в районе Шапшальского хребта и его западных отрогов (здесь метеостанции отсутствуют) осадков выпадает не меньше.

Подветренные склоны хребтов и котловины наиболее бедны осадками. Так, например, восточнее Шапшальского хребта в Хемчикской котловине среднегодовое количество осадков составляет всего лишь около 200 мм; в Чуйской же котловине и того меньше — около 120 мм.

В горах Восточного Алтая и Западного Саяна наряду с максимумом выпадения осадков в июле—августе, большой процент их приходится на холодные месяцы, ввиду чего на наветренных склонах хребтов снежный покров бывает довольно мощным.

Ярко выраженное в пределах Шапшальского хребта совпадение асимметрии оледенения этого хребта в плейстоценовое время с различием количества выпадающих в настоящее время осадков на склонах подчеркивает унаследованность климатических условий на этой территории с плейстоценового времени.

Помимо основного фактора — климатического, развитию асимметрии оледенения в плейстоцене способствовали также особенности рельефа территорий, расположенных к западу и востоку от осевой части Шапшальского хребта. Широкое развитие слабо расчлененного реликтового рельефа к западу от хребта при снижении снеговой границы до уровня 1800—1900 м обеспечивало здесь возникновение в плейстоцене обширных ледяных покровов. В то же время в пределах интенсивно расчлененного восточного склона хребта при более высоком положении снеговой границы могли существовать преимущественно долинные ледники.

В Алтае-Саянской горной области асимметрия оледенения прекрасно выражена не только в Шапшальском хребте. Вторым таким районом является участок Восточного Саяна с прилегающей частью северо-восточной Тувы. По данным И. С. Гудилина (Гудилин, Додин, Нордега, 1952), С. В. Обручева (1953), обширные участки северо-восточной Тувы (в том числе и большая часть Тоджинской котловины), расположенные к западу от осевой части Восточного Саяна, во время последнего оледенения имели ледниковые покровы.

Ледники спускались с западного склона Восточного Саяна в Тоджинскую котловину, где сливались в обширные ледяные поля. Наиболее крупный ледниковый покров образовывался, по мнению С. И. Гудилина, сливавшимися ледниками долин рек Хамсары и Азаса. Длина ледников здесь

достигала 200 км, а мощность — 500 м. К востоку от осевой части хребта масштабы оледенения были значительно меньшими и оледенение имело по преимуществу долинный характер.

Из приведенных данных о масштабах последнего оледенения с хорошо выраженной его асимметрией уже явствует, что сторонники разделения оледенения на древнее — полупокровное и молодое — долинное относят к древнему оледенению следы, оставленные последним оледенением. Останемся на этом несколько подробнее.

Соотношение центров питания и участков развития ледников

Особенно искусственным выглядит разделение оледенения на древнее — полупокровное и последнее — долинное при знакомстве с характером оледенения склонов одного и того же хребта. Прекрасным примером в этом отношении может служить Шапшальский хребет. Осевая часть его, сильно расчлененная карами и трогами, давала начало ледникам как восточного, так и западного склонов. Поскольку восточный склон был сильно расчленен в доледниковое время, на нем формировались главным образом долинные ледники.

К западу от осевой части хребта сильно расчлененным участком был только бассейн правого притока Чулышмана — Шавлы. К югу и северу от него широко развиты площади реликтового рельефа. Поэтому кары и трог западного склона Шапшальского хребта, например, в его южной части, открываются непосредственно в сторону слабо расчлененного реликтового рельефа Джулу-Кульской котловины, поднятого на высоту более 2000 м. Ледники каров и трогов, выходя в Джулу-Кульскую котловину, неизбежно должны были сливаться между собой.

Прежде чем получить выход в субширотный участок долины Чулышмана, ледники, поступавшие в Джулу-Кульскую котловину с Шапшальского хребта и с Верхнечулышманского массива (по долине р. Богояш), сливались, растекаясь по большой площади ее слаборасчлененного днища. Положение снеговой границы в котловине обеспечивало, кроме того, питание ледника и непосредственно за счет выпадения твердых осадков из атмосферы. При выходе из Джулу-Кульской котловины в субширотный участок Чулышман входит в пределы глубоко врезанной долины. Ледник на этом участке из обширного полупокровного становился долинным, так как он весь вмещался в довольно глубокой эрозионной долине, ограниченной с севера и юга массивами до 3000 м высотой (Кийты и Верхнечулышманский).

Во время последнего оледенения Джулу-Кульская котловина, за исключением восточной и самой южной частей, заполнялась ледниковыми массами, достигавшими в максимуме оледенения около 400 м мощности, и служила, как справедливо отмечал В. П. Нехорошев (1930), ледоемом. Льды из этого ледоема имели основной выход по долине Чулышмана и незначительный — по долине Могу-Бурени. Поверхность льда в Джулу-Кульском ледоеме находилась на абсолютной высоте около 2650 м, а в долине Чулышмана, у устья его правого притока Кара-Су, где ледник становился долинным, — на уровне 2350 м.

Многочисленные кары и трог таких питающих центров, как массивы Эри-Тайга, Кийты, Куркуре, также открываются непосредственно в сторону относительно плоских участков реликтового рельефа, где ледники неизбежно должны были растекаться, образуя полупокровы.

В то же время рядом долины бассейна Шавлы, правого притока Чулышмана, глубоко врезаны в Шапшальский хребет, почему оледенение здесь имело долинный характер.

Таким образом, из сказанного вытекает, что в зависимости от морфологии оледенение с самого начального этапа могло развиваться как долинное или как полупокровное, вследствие чего разорвать во времени долинный и полупокровный его типы оказывается невозможным.

Морфологией рельефа определялись также и взаимопереходы одного типа оледенения в другой. В связи с тем, что наибольшие площади реликтового рельефа сохранились преимущественно в глубине горной системы, то, естественно, что наибольшие площади полупокровного оледенения встречаются именно здесь. Большая расчлененность периферических частей рассматриваемой территории обуславливала и преимущественное развитие здесь долинного типа оледенения. Ледники полупокровов кончались, как правило, долинными. Это хорошо видно на примере оледенения северо-западной части Тувы (в верховьях Алаша) и бассейна Чулышмана.

Наряду с этим нередко наблюдаются и иные взаимоотношения — из долинных ледников при благоприятных условиях рельефа развивались полупокровы. Так, в бассейне Хемчика ледники левых притоков р. Чоон-Хем при выходе из глубоких трогов осевой части Шапшальского хребта не вмещались в долины и заполняли сниженные междуречья. Ледник р. Куль-Хем, например, не вмещался в долину глубиной всего в 150 м, а выходил из нее и сливался с ледниками рек Тар-Тагай и Хемчик, оставив на междуречьях хорошо сохранившуюся морену.

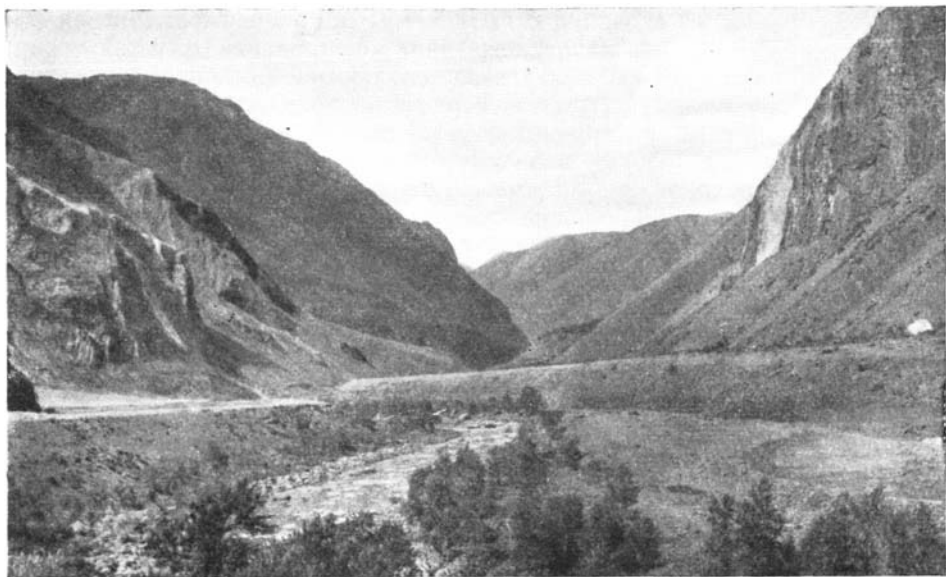
Аналогичным образом, но в значительно больших масштабах, растекание льдов проявлялось в бассейне Чулышмана. Особенно показателен в этом отношении район устья Шавлы, где сливались три мощных ледника. По долине Шавлы спускался ледник, формировавшийся в обширном бассейне верховий этой реки, врезанных в центральную часть западного склона Шапшальского хребта. Мощность ледника Шавлы в приустьевой части составляла 1200 м. Примерно такого же масштаба был и ледник, спускавшийся по Чулышману. К этим двум огромным ледникам присоединялся несколько меньших размеров ледник притока Шавлы — р. Чакрым, двигавшийся с севера.

Встает естественный вопрос — какие размеры должна была иметь долина Чулышмана ниже устья Шавлы, чтобы она могла вместить эту огромную массу льда сливавшихся трех ледников?

Для того, чтобы оледенение ниже устья Шавлы имело только долинный характер, как это утверждает В. П. Нехорошев (1932₂), поперечное сечение долины Чулышмана на этом участке должно было бы превышать в 2,5—3 раза поперечное сечение долины Шавлы или долины Чулышмана выше их слияния. На самом же деле долина Чулышмана ниже устья Шавлы отличается тем, что она не только не превосходит своими размерами ни долину Шавлы, ни долину верхнего участка Чулышмана, а, наоборот, по размеру уступает им. Так, долина Шавлы, например, имеет глубину около 1000—1300 м при значительной ширине, а глубина долины Чулышмана на отрезке между устьями Шавлы и Чульчи в среднем составляет 700—900 м при меньшей ширине (фиг. 80), а на отдельных участках она представляет собой типичную эрозионную долину, в отличие от троговой формы долины Шавлы и верхнего участка долины Чулышмана.

Из этого сравнения вытекает, что долина Чулышмана ниже устья Шавлы не могла вместить огромный ледник, образовавшийся в результате слияния трех отмеченных выше ледников. Это обстоятельство и обуславливало то, что ледниковые массы «вылезали» из бортов долины Чулышмана, растекаясь по сниженным участкам водоразделов. При этом общее направление движения льдов сохранялось параллельным долине Чулышмана.

Всякое понижение на водоразделе Чулышман — Башкаус использовалось льдами аналогично тому, как использует понижения рельефа вода,



Фиг. 80. Долина р. Чулышман, ниже устья Шавлы

переполняющая русло. Примером такого понижения является реликтовая сквозная долина, совпадающая сейчас с основными частями долин рек Кара-Су и Большой Улаган (см. фиг. 27)). Она «висит» с восточной стороны над дном Чулышмана примерно на 400 м.

Во время последнего оледенения по этой долине льды направлялись, как справедливо отмечал еще Г. И. Гране (1916), из долины Чулышмана в долину Башкауса. Однако это не был изолированный поток льда. Он сливался с общим покровом, двигавшимся через водораздел Чулышмана — Башкауса. Но вместе с тем он был направляющим, поскольку реликтовая долина, довольно широкая в отдельных частях, имеет глубину около 400 м.

Таким образом, уже одни масштабы трех сливавшихся у устья Шавлы ледников обеспечивали развитие обширного полупокрова на водоразделе Чулышмана — Башкауса. Но к этому прибавлялся и другой существенный фактор — снеговая граница в рассматриваемом районе снижалась во время второго оледенения, как отмечалось выше, до уровня 1800—1900 м. Следовательно, территория водоразделов Чулышмана — Башкауса, Чулышмана — Кыги, превышающая во многих случаях 1900 м, уже по одной этой причине должна была иметь сплошной ледниковый покров.

Третьим немаловажным фактором следует считать и то, что ледники указанных водоразделов все время получали дополнительное питание от таких центров оледенения, как массив Куркуре и Абаканский хребет. Достаточно указать, например, что массив Куркуре с максимальной высотой 3111 м интенсивно расчленен огромными карами и трогами. Многие кары здесь имеют глубину до 800—900 м при ширине до 3—4 км.

Кары и трог этого массива, открывающиеся в сторону долины Чулышмана, выходят на участки слабо расчлененного реликтового рельефа. Естественно, что ледники, выходявшие из них, прежде чем достигнуть долины Чулышмана растекались, образуя полупокровы. Как и в Джулу-Кульской котловине, здесь с самого начального этапа неизбежно развивался полупокровный тип оледенения.

Таким образом, знакомство лишь с одними морфологическими взаимоотношениями оледенения в районе среднего течения Чулышмана также указывает на несостоятельность разделения оледенения на полупокровное — древнее и долинное — последнее.

Особенности морфологии ледниковых образований в районах развития полупокровного типа оледенения

Для областей материкового оледенения считается общепризнанным положение о том, что чем древнее оледенение, тем меньшей свежестью отличаются аккумулятивные ледниковые образования. В Европейской части СССР особенно резко различаются в этом отношении территории развития днепроовского и валдайского (калининского) оледенений.

При аналогичных возрастных взаимоотношениях оледенений в горных странах сохранность их аккумулятивных форм, как представляется, также должна была бы быть различной. В соответствии с точкой зрения сторонников разделения оледенения на полупокровное — древнее и долинное — последнее на площади водоразделов, особенно таких, как Чулышмана — Башкауса, Чулышмана — Кыга, должны были бы иметь следы оледенения очень плохой сохранности. Это особенно резко сказалось бы на сохранности аккумулятивных ледниковых форм, поскольку на водоразделах и особенно на их склонах более интенсивно развиты солифлюкционные процессы.

Однако в действительности такой закономерности не отмечается. Более того, следы оледенения указанных водоразделов имеют во многих случаях лучшую сохранность по сравнению со следами оледенения в долинах. Очень показательны в этом отношении водоразделы Чулышмана — Кыги, Чульчи — Сайгоныша. На водоразделе Чульча — Сайгоныш с высотами 1800—1900 м и в долине Сайгоныша, особенно у одноименного озера, имеются прекрасно сохранившиеся озы.

Наиболее возвышенные участки водораздела Чулышмана — Кыги несут совершенно свежие следы ледниковой обработки. Так, гора Сундук-тын-Тайга, имеющая абсолютную высоту 2477 м, очень сильно отшлифована ледником.

На свежесть следов оледенения водоразделов указывали Г. И. Гране (1916), В. П. Нехорошев (1932₂), Л. И. Семихатова (1934) и другие. В. П. Нехорошев (1932₂), посетивший в 1926 г. водораздел рек Чулышмана — Кыги, отмечал, что весь этот район носит ясные следы недавнего оледенения, а поверхность, водораздела Ташту — Кыги сглажена воздействием бывшего здесь ледника.

Прекрасно сохранившиеся озы и камы имеются также на водоразделе Чулышман — Башкаус. Здесь они встречаются как на относительно плоских участках наиболее высоких частей водоразделов (например, между долиной Чулышмана и реликтовой долиной с современной речкой Карасу), так и в реликтовых долинах. Особенно много озков и камов в реликтовой долине между верховьями рек Большой Улаган и Кара-Су и в долине Большого Улагана, особенно в районе поселка Тужар (см. фиг. 27).

Очень хорошую сохранность имеют ледниковые отложения водораздела Хемчика — Куль-Хема, представленные главным образом моренными холмами.

Сравнение свежести и сохранности аккумулятивных ледниковых и водноледниковых отложений, а также следов ледниковой обработки площадей развития полупокровного оледенения с аналогичными образованиями долинных ледников не дает оснований для их противопоставления.

Следовательно, довольно существенный фактор сохранности, свежести ледниковых образований области развития полупокровного оледенения также противоречит разделению оледенения на древнее — полупокровное и последнее — долинное.

Если проследивать характер второго оледенения Шапшальского хребта, начиная с областей развития обширных ледниковых покровов в бассейне Чулышмана по направлению к юго-востоку, то можно заметить постепенный переход ледников от полупокровных к долинным и рудиментарным каровым. Дальше на юго-восток следы оледенения полностью исчезают. Такая же закономерность отмечается и при движении с запада на восток. Отмеченная выше асимметрия оледенения Шапшальского хребта — наглядный тому пример.

Постепенное затухание оледенения в целом с северо-запада на юго-восток, обусловленное чисто климатическими причинами, нашло отражение в разных типах оледенения. Одновременно сосуществовали обширные ледниковые покровы западнее Шапшальского хребта, долинные и каровые ледники восточного склона этого хребта и хребтов Западного Саяна.

Ледниковые долины Западной Тувы и Восточного Алтая имеют одну стадиальную морену. Аргументация в пользу стадиального характера этой морены приводилась в главе IV. В бассейне Чулышмана стадиальная морена занимает значительные площади при мощности, достигающей 30—50 м. Этой мореной подпруджены такие крупные озера как Иты-Куль в верховье р. Чульчи и Эри-Куль в верховье р. Суу-Катар.

Во время формирования стадиальной морены ледники сохранились лишь в верхних участках долин и частично в котловинах со слабо расчлененным реликтовым рельефом, таких как Джулу-Кульская, Сайгоньшская и другие. Площадь ледников в это время составляла, по-видимому, лишь доли процента от площади льдов в максимум развития второго оледенения. Вместе с тем отдельные стадальные ледники имели значительные размеры. Ледник в верховьях Чульчи имел, например, длину около 32 км, в верховьях Шавлы — 25 км.

О МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ И МАСШТАБАХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

При установлении того или иного количества оледенений естественно встает вопрос о доказательствах их самостоятельности, т. е. о наличии межледникового перерыва, зафиксированного в соответствующих осадках и формах рельефа. В литературе по изучавшемуся району приводятся по этому вопросу разные аргументы. В. П. Нехорошев (1932₁, 1932₂, 1958), К. И. Постоев (1932), Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1957) и другие, как уже отмечалось в предыдущих главах, считают, что последнее и предпоследнее оледенения были разделены этапом существенной перестройки рельефа, сопровождавшейся глубоким врезанием речной сети. В частности с образованием грабена Телецкого озера в межледниковое время резко изменился, согласно В. П. Нехорошеву (1932₁, 1932₂), базис эрозии рек бассейна Чулышмана, что обусловило интенсивное их врезание. Только такой ход развития рельефа мог обеспечить, по мнению В. П. Нехорошева (1933₂), положение, когда ледниковые отложения, например, водораздела Чулышмана — Башкауса, относимые к предпоследнему оледенению, залегают на несколько сот метров выше ледниковых образований более позднего оледенения, располагающихся на дне Чулышманского трога.

В другом случае за доказательство существования межледникового времени принимаются отложения, охарактеризованные в отдельных слу-

чаях пылью. Такая аргументация в пользу существования межледникового особенно широко используется Е. Н. Шукиной (1953, 1960) и Л. Д. Шорыгиной (1957, 1960). Остановимся кратко на затронутых вопросах.

Из приведенных в главах IV и V материалов видно, что возраст двух основных генераций долин — реликтовых и современных, в общих чертах определяется достаточно точно. В частности, наличие выветрелого аллювия в террасах современных долин, датированного эоплейстоценом (верхним плиоценом), указывает на то, что глубокое врезание речной сети происходило задолго до оледенения. Вполне очевидно, таким образом, что межледникового плейстоценового врезания гидросети больших масштабов и «провала» Телецкого озера не было.

Это озеро, по мнению автора, занимает часть долины Чулышмана, выработанной еще в эоплейстоцене, возможно по линиям омоложенных на границе плиоцена и эоплейстоцена древних тектонических нарушений. Переуглубление же ваины Телецкого озера обязано исключительно ледниковому фактору, что уже отмечалось Г. И. Гране (1916), Н. Л. Бубличенко (1937, 1939) и А. И. Москвитиным (1946).

Помимо данных о возрасте современных глубоко врезанных долин, положение о разновременном формировании ледниковых отложений на водоразделах и в долинах не подтверждается также и материалами гляциологического характера. На основании приведенного в этой главе разбора особенностей последнего оледенения было показано, что в зависимости от климатических и орографических факторов оно имело разнотипный характер — от зачаточного — карового до обширного — полупокровного. Все следы полупокровного оледенения, особенно широко распространенные в восточной части Горного Алтая, принадлежат последнему (верхнеплейстоценовому) оледенению.

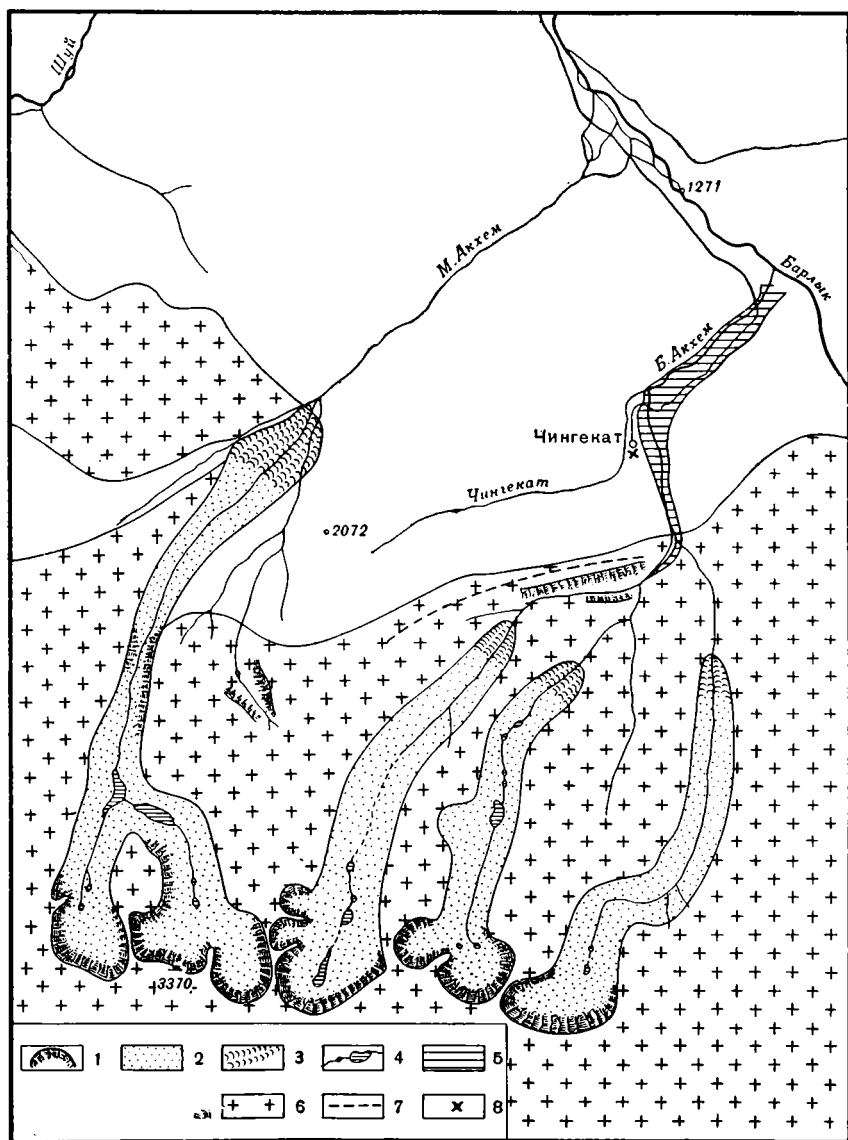
Из сказанного вытекает, что распространенный взгляд о последовательном развитии разных типов оледенения, обусловленном глубоким врезанием гидросети в межледниковое время, при ближайшем рассмотрении не подтверждается фактическим материалом. Ничто здесь не говорит о наличии межледникового перерыва.

Основные положения реконструкции межледникового по отложениям, охарактеризованным палеофлористическим материалом, в значительной мере уже были освещены при рассмотрении озерно-ледниковых отложений.

Напомним, что к межледниковым образованиям в Восточном Алтае и Западной Туве Е. Н. Шукина (1953, 1960) и Л. Д. Шорыгина (1957, 1960) относят горизонтально-слоистые алевроитовые и глинистые отложения с характерными карбонатными конкрециями, распространенные в пределах развития последнего оледенения.

Изучение указанных образований, проведенное автором, показало, что они являются типичными озерно-ледниковыми отложениями. Формирование их происходило в озерных водоемах, образовавшихся главным образом благодаря ледниковым подпрудам или неравномерному вытаниванию льда во время деградации ледников последнего (второго) оледенения. Хорошо устанавливаемая связь образований озерно-ледниковых отложений с ледниками исключает предположение о существовании древесной растительности в бассейнах рек, долины которых еще имели ледники. Ввиду этого встречающаяся иногда в озерно-ледниковых отложениях пыльца растений не может служить основанием для отнесения этих отложений к межледниковым и для реконструкции палеогеографических условий межледникового. Эта пыльца может быть только переотложенной, на что отчетливо указывают случаи обнаружения в ней значительного количества пыльцы третичных растений.

Наряду с отмеченными имеются случаи, когда к межледниковым образованиям относятся отложения другого генезиса. Так, Л. Д. Шорыгина (1957, 1960), основываясь на наличии пыльцы в нижней части разреза отложений в долине р. Чингекат в бассейне Хемчика, считает отложения основной части этого разреза межледниковыми. В этом разрезе Л. Д. Шорыгина выделяет (сверху вниз): морену (без литологической характеристики) мощностью около 5 м, толщу глинисто-щебенчатых отложений солифлюкционного и озерно-солюфлюкционного происхождения (перигляциальной зоны) мощностью около 20 м и гравийно-песчаные отложения с валунами около 5 м мощности.



Фиг. 81. Схема последнего оледенения верховий рек Большой и Малый Акхем:
1 — кары; 2 — ледники; 3 — конечные морены; 4 — ледниковые озера; 5 — I надпойменная терраса р. Большой Акхем; 6 — граниты; 7 — водораздел рек Большой Акхем и Чингекат; 8 — местонахождение зубов мамонта



Фиг. 82. Делювиально-солифлюкционные отложения в долине р. Чингекат

Из линзы глинистых песков среднего слоя О. В. Матвеева определила пыльцу с преобладанием недревесных пород (Л. Д. Шорыгина, 1960).

По составу растительности этот спорово-пыльцевой спектр, согласно заключению О. В. Матвеевой, оказался сходным со спектром из отложений района пос. Беле на восточном берегу Телецкого озера, которые Е. Н. Шукина относит к ненинскому межледниковью или межстадиалу, разделяющему катунское и майминское оледенения (см. табл. 1). На основании такого заключения Л. Д. Шорыгина (1960) считает, что «можно отнести осадки междуморенных отложений Чингеката к периоду, предшествовавшему майминскому оледенению, выделенному Е. Н. Шукиной для Горного Алтая» (стр. 190).

С такой интерпретацией отложений долины Чингеката автор не мог согласиться. Основания к этому следующие.

Прежде всего, по долине Чингеката никакого оледенения не было. Его верховье находится на абсолютной высоте около 2000 м и имеет типичный эрозионный характер (фиг. 81). Длина долины составляет 6 км. Небольшие ледники длиной в 8—9 км существовали во время второго оледенения в верховьях р. Большой Ахем, где вершинные участки, достигающие высоты 3350 м, имеют четко выраженные жары. Эти ледники оставили конечные морены на уровне около 1700—1800 м, располагающиеся в 4 км от рассматриваемого разреза Чингеката. Участок же разреза находится на высоте 1500 м.

Далее, в отложениях долины Чингеката мощностью около 30 м не обособляются выделенные Л. Д. Шорыгиной три разных слоя. Вся толща представлена дресвяно-щебенчатыми супесями и суглинками с включенными в них валунами, то-есть отвечает среднему слою, который Л. Д. Шорыгина (1957) считает межледниковым. Толща имеет четкую слоистость (фиг. 82)). Через неопределенные промежутки в ней прослеживаются гумусированные прослой толщиной до 5 и нередко до 10—15 см, которые, как правило, меньше обогащены дресвяно-щебенчатым материалом. Дресва и щебенка во всей толще почти не имеют следов окатывания. Про-

слои наклонены в сторону русла под углами от 2—3 до 10°. В толще встречаются обломки древесины хорошей сохранности.

Вся толща более или менее равномерно насыщена слабоокатанными или неокатанными, по преимуществу гранитными, валунами. Встречаются лишь единичные валуны с хорошей окатанностью. Граниты имеют местное происхождение, они слагают верхнюю часть правого склона долины ручья и его верховья (см. фиг. 81). В нижней части толщи встречаются мелкогалечные слои в 0,5—0,7 м мощности. Гальки в них слабо окатаны и покрыты известковой коркой.

Перечисленные особенности отложений долины Чингеката позволяют считать их делювиально-солифлюкционными. Некоторое участие в их образовании нижней части толщи принимали и аллювиальные процессы.

В связи с отсутствием доказательств межморенного положения прослоев с пылью следует предположить, что делювиально-солифлюкционные отложения долины Чингеката начали формироваться в предледниковое время, примерно в нижней половине среднего плейстоцена (в составе древесных форм преобладают сосна, береза, ель, ольха, пихта). Основная же часть толщи, не содержащая пыли и спор, формировалась, по-видимому, во время первого оледенения, то-есть во второй половине среднего плейстоцена. Основанием для такого суждения служит находка зубов мамонта раннего типа в отложениях II надпойменной террасы Большого Акхема (см. гл. IV), в которые фациально переходят разбираемые делювиально-солифлюкционные образования долины Чингеката.

В связи с приведенными материалами о так называемом межледниковом врезании гидросети и межледниковых отложениях необходимо констатировать, что достоверный фактический материал, доказывающий существование межледникового перерыва, пока неизвестен. В этом отношении Алтай и Саяны не являются исключением. По существу во всех горных системах, и не только нашей страны, существование межледниковий не доказывается, а постулируется. Таким образом, нельзя не признать, что при отмеченном положении с доказательствами межледникового перерыва, выделенные нами двух оледенений носит в известной мере условный характер. Не исключено, что в горных условиях эти оледенения могли быть лишь стадиями единого оледенения. Во всяком случае до получения достоверных доказательств существования межледникового вопроса о самостоятельности оледенений остается открытым.

Верхнеплейстоценовый возраст последнего оледенения в рассматриваемом районе (см. гл. IV) позволяет сопоставлять его с валдайским (калининским) оледенением в Европейской части и зырянским — в Азиатской части СССР. С такой синхронизацией согласуется и очень существенный фактор — прекрасная сохранность, свежесть аккумулятивных образований указанных как равнинного, так и горного оледенений.

Предпоследнее оледенение, выделяемое нами по довольно ограниченному количеству фактов, приближенно датируется, как отмечалось в главе IV, второй половиной среднего плейстоцена. Это оледенение, по-видимому, можно считать синхронным максимальному среднеплейстоценовому оледенению равнин — днепровскому, самаровскому. И в этом случае такой синхронизации не противоречит сохранность аккумулятивных ледниковых образований. Учитывая, что плоскую, сnivelированную поверхность конечная морена приобретает лишь в процессе длительной денудации, можно видеть значительную общность в рельефе ледниковых образований максимального оледенения равнин и предпоследнего оледенения рассматриваемого горного района.

При такой синхронизации горных и равнинных оледенений, естественно требует объяснений равномерность горных оледенений. Как отмечалось выше, предпоследнее оледенение в горах в отличие от синхрони-

звук с ним максимального оледенения равнин, не превосходило сколь-либо существенно по своим масштабам последнее оледенение.

Объяснение этому явлению автор склонен видеть в особенностях тектонической жизни горной области на протяжении второй половины плейстоцена. Общие сводовые поднятия Алтае-Саянской горной области в это время, по-видимому, являются главной причиной отмеченной аномалии в масштабах проявления горных оледенений. Ведь для того, чтобы предпоследнее и последнее оледенения оказались примерно равными по масштабам, необходимо было, чтобы во время последнего оледенения выше снеговой границы располагалась бы примерно такая же площадь гор, как и во время предпоследнего оледенения. А при более высоких среднегодовых температурах во время последнего оледенения (Брукс, 1952; Золотарев, 1949, 1957; Шварцбах, 1955) указанное положение могло быть обеспечено только поднятиями территории.

Это поднятие в пределах рассматриваемого горного района фиксируется отчасти небольшим (до 60—100 м) врезанием речной сети.

Как возможное объяснение аномалии в соотношениях масштабов горных оледенений, такой взгляд был давно высказан К. К. Марковым (1936) для Памира.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ОЛЕДЕНЕНИЙ

В литературе по Алтаю и Туве распространен взгляд, согласно которому предпоследнее оледенение имело максимальный характер, а ледники этого оледенения продвигались значительно дальше ледников последнего оледенения, оставившего хорошо сохранившиеся конечные морены. Такие высказывания делались Г. И. Гране (1915), В. П. Нехорошевым (1930, 1932₂), З. А. Лебедевой (1938), Е. Н. Шукиной (1953, 1960), Л. Д. Шорыгиной (1957, 1960) и другими. Например, по представлениям Г. Д. Гране и В. П. Нехорошева, Чулышманский ледник во время максимального оледенения продвигался до слияния Бии и Катунь, т. е. на 200 км дальше, чем во время последнего оледенения.

Однако такая точка зрения на происхождение валунов в отложениях террас не находит подтверждения в фактическом материале. Как уже отмечалось в главе IV, наибольшее количество валунистого материала содержат обычно флювиогляциальные отложения второго оледенения, т. е. последнего. Принимать же флювиогляциальные отложения за размытую морену нет никаких оснований. Этому противоречат: четкая дифференциация гранулометрического состава флювиогляциальных отложений в продольном профиле долин, а также ярко выраженная зависимость гранулометрического состава этих отложений от величины ледниковых бассейнов и гидродинамических условий стока талых ледниковых вод второго оледенения.

Не соответствует упомянутой реконструкции и то обстоятельство, что ниже конечных морен второго оледенения полностью отсутствуют какие-либо признаки пребывания ледников и, в первую очередь, валунный береговой морены на плоских придолинных участках, откуда полный его смыв невозможен. Кстати, последующим смывом многие исследователи очень часто объясняют отсутствие каких-либо признаков оледенения там, где они их реконструируют.

В глубоких долинах с крутыми склонами, на которых не может удерживаться береговая морена, ее отсутствие еще можно объяснить смывом. Однако даже и в таких случаях наличие следов максимального оледенения опровергается отмеченными выше особенностями флювиогляциальных отложений, обусловленными главным образом гидродинамическими условиями стока талых ледниковых вод.

В том случае, когда в районе имеется множество долин, по которым ледники продвигались значительно ниже участков с крутыми склонами, отсутствие береговой морены на почти плоских участках склонов ничем не объяснимо. Например, в долине Хемчика, на участке развития крупновалуных отложений флювиогляциальной террасы, по левобережью, ниже устья р. Чиндозын в долину выходят широкие плоскодонные ложбины, выполненные пролювиальным материалом, в нижней части — эоплейстоценовым. Они находятся почти на уровне флювиогляциальной террасы.

Следовательно, совершенно очевидно, что если бы ледник максимального предпоследнего оледенения достигал этих участков, то он непременно оставил бы на поверхности днщ приустьевых участков ложбин морену. Поскольку морена в этой долине представлена главным образом гранитным материалом, а район развития указанных ложбин сложен палеозойскими осадочными толщами, то определение эратического материала не представляло бы затруднений.

Противоречит предположению о смыве ледниковых отложений также и такой факт, как сохранность в речных долинах даже эоплейстоценового аллювия, представленного галечником с валунами и залегающего на небольших останцах цоколей террас высотой до 100 м, нередко на участках долин с достаточно крутыми склонами (в долинах Алды-Ишкина, Устю-Ишкина, Алаша и др.).

И совершенно исключает какие-либо реконструкции оледенения, большего по масштабам, чем последнее, наличие террас более высоких, чем I надпойменная, в долинах ниже конечных морен. Причем гранулометрический состав отложений этих террас нередко значительно отличается от гранулометрического состава отложений I надпойменной террасы. Отложения эти обычно менее грубы, валуны и гальки отличаются лучшей окатанностью. Это хорошо видно на примере долин таких рек, как Мунга-Ак, Шуй, Толайты и др. Например, в долине Шуя, у устья Маганатты, в аллювии 25—30-метровой террасы валуны размером более 0,8 м почти не встречаются, а в отложениях I надпойменной террасы они достигают 1,5 м. Такие же соотношения в размерах валунов наблюдаются и в долине Мунга-Ака, примерно в 10 км ниже конечной морены.

Характерно, что террасы, более древние, чем I надпойменная, как правило, эрозионно-аккумулятивные, хотя аллювий в них достигает иногда значительной мощности (в долине Талайлыка, например, 15 м).

Отмеченные особенности валуных отложений касались преимущественно флювиогляциальных образований. Теперь необходимо выяснить, формируются ли валуные отложения в речных долинах, где водно-ледниковый фактор транспортировки полностью исключается и где, следовательно, невозможно провести какие-либо реконструкции оледенения. Оказывается, что в таких долинах, как правило, встречаются валунные отложения. В этом отношении очень показательны долины рек, которые пересекают различные по литологии участки. Приведем некоторые примеры.

Долина Устю-Ишкина (левый приток Хемчика) почти на всем протяжении врезана в сланцево-песчаниковые породы ордовика. Лишь в верховье и в низовье долина пересекает гранитные массивы. В верховье (здесь река носит название Кульгу-Адыр) во время второго оледенения был небольшой ледник, оставивший конечную морену. Гранитный валунник в I надпойменной террасе, синхронной конечной морене, прослеживается на несколько километров вниз по течению.

Террасы среднего участка долины сложены сравнительно неглубоким материалом преимущественно сланцево-песчаникового состава. Гранитный материал здесь представлен лишь гальками.

Характер отложений резко меняется в месте пересечения рекой гранитного массива к северо-востоку от оз. Сют-Холь. I надпойменная терраса,

занимающая здесь все днище долины, сложена валунно-галечными отложениями с глыбами гранита до 2—3 м в поперечнике; имеются гранитные валуны в отложениях более высоких террас. Ниже массива гранитные валуны прослеживаются в долине на протяжении нескольких километров, постепенно уменьшаясь в размерах.

Параллельно долине Устю-Ишкина проходит долина Алды-Ишкина, также врезаемая в гранитные массивы в верховьях и в нижнем течении. Характер отложений террас в ней в зависимости от литологии совершенно аналогичен тому, который имеется в долине Устю-Ишкина.

В приведенных случаях мы имеем типичные отложения горного аллювия, гранулометрический состав которых варьирует в значительных пределах в зависимости от литологии исходного материала.

Не менее показательна в этом отношении и долина Алаша, пересекающая различные по литологии участки. После обширного поля ордовикских сланцев, перед выходом из гор в долину Хемчика, Алаш пересекает полосу развития довольно монолитных кембрийских зеленокаменных эффузивов с горизонтами и линзами микрокварцитов и дайками ультраосновных пород и гранитов. Это сразу сказывается на морфологии долины в этом участке и на характере аллювия. Долина Алаша здесь суживается до русла, а террасы и пойма целиком отсутствуют. В аллювии же I надпойменной террасы, получающей развитие ниже этого участка, в пойме и русле сразу появляется большое количество валунного материала. По мере удаления от участка развития указанных эффузивов заметно уменьшаются размеры валунов и возрастает их окатанность. Этот участок долины Алаша располагается на расстоянии около 100 км от ближайшей конечной морены второго оледенения в его верховьях, не считая рудиментарных морен северного склона массива Бай-Тайга.

Из приведенных примеров видно, что наличие валунных отложений в террасах горных долин не является лишь функцией ледниковых явлений. Обычные горные реки при соответствующих условиях формируют очень грубый аллювий. При прочих равных условиях литология размываемых рекой пород в значительной мере определяет гранулометрический состав горного аллювия. Из интрузивных пород, особенно гранитоидов, горными реками формируется, как правило, очень грубый аллювий.

Специфика речных отложений в зависимости от гидродинамических условий их формирования подтверждается также экспериментальными данными, полученными исследователями динамики твердого стока. Так, В. Н. Гончаров в работе «Движение наносов в равномерном потоке» (1938) на стр. 289 приводит таблицу соотношения размера зерен совершенно однородного грунта и неразмывающей средней скорости потока. По В. Н. Гончарову, для совершенно однородных грунтов неразмывающей средней скоростью называется такая средняя скорость потока, при которой лежащие на дне зерна данного размера еще не передвигаются потоком и лишь особо выступающие отдельные зерна иногда вибрируют и срываются с места. Эта скорость в 1,3 раза больше неподвижной скорости.

Л. Б. Рухин (1953) неразмывающую среднюю скорость называет минимальной скоростью, необходимой для начала движения частиц однородного осадка. С заголовком Л. Б. Рухина мы и приводим таблицу В. Н. Гончарова (табл. 7).

В. Н. Гончаров приводит данные и по неразмывающим скоростям для смешанных осадков, что особенно важно, поскольку в природе приходится иметь дело именно с этими осадками. В. Н. Гончаров показал, что неразмывающие скорости для смешанных осадков являются значительно меньшими по сравнению с теми, которые характерны для однородных по гранулометрическому составу осадков (составленных из зерен максимального диаметра смешанного осадка).

По данным В. Н. Гончарова, для совершенно однородного осадка с диаметром зерен 40 мм перазмывающая скорость составляет 1,5 м/сек; для смешанного осадка, содержащего равное количество зерен в 40 мм и более мелких, со средним диаметром зерен смеси 20 мм, перазмывающая скорость составляет уже 1 м/сек.

Весьма показательным является резкое увеличение размеров переносимых зерен при незначительном увеличении скорости. Так, для начала движения валуна размером в 20 см, превышающего размер гальки (10 см)

Таблица 7

Величина минимальной скорости, необходимой для начала движения частиц однородного осадка при глубине потока в 1 м
(по В. Н. Гончарову, 1938)

Размер зерен, мм	Скорость, м/сек	Размер зерен, мм	Скорость, м/сек
0,05	0,35	15	1,10
0,25	0,50	25	1,20
1,00	0,60	40	1,50
2,50	0,70	75	1,70
5,00	0,85	100	2,00
10,00	1,00	150	2,20
		200	2,40

в два раза, требуется увеличение скорости всего лишь на 20% (2 и 2,4 м/сек). Об этом же свидетельствует и известный закон Эри, согласно которому вес частиц, переносимых потоком по дну, пропорционален шестой степени скорости течения.

Поскольку скорости горных рек могут достигать 5—8 м/сек, становится понятным наличие крупных валунов в составе горного аллювия. Ведь при отношении скоростей рек 3:1 (допустим, горной реки со скоростью 6 м/сек и равнинной — со скоростью 2 м/сек) отношение веса переносимых обломков возрастает до 729:1. Это иллюстрируется следующим расчетом. Гранитная галька размером в 10 см начинает передвигаться потоком при скорости его 2 м/сек (см. табл. 7). Она весит в среднем 2 кг. Вес валунов и глыб, передвигаемых потоком, может достигать, следовательно, при скорости 4 м/сек — 128 кг, 6 м/сек — 1458 кг, 8 м/сек 8192 кг, а объем соответственно 0,047; 0,54; 3,034 м³.

Таким образом, четкая дифференциация гранулометрического состава и крупность материала сами по себе не могут служить доказательством водно-ледникового и тем более ледникового происхождения отложений. Такие же признаки при соответствующих гидродинамических условиях формирования имеет обычный горный аллювий. Валунно-галечные отложения являются, следовательно, такой же естественной производной горной реки, как песчаные — равнинной, на что уже обращал внимание Е. В. Шанцер (1951).

Как видно из изложенного, значительное количество ошибок при диагностике ледниковых отложений в горах делается из-за недооценки транспортирующих возможностей водных потоков. По этой причине в некоторых случаях даже галечники высоких террас в предгорьях принимаются за доказательства предполагаемого максимального развития оледенения (Молчанов, 1932), а типичные аллювиальные отложения в ледниковых областях — за моренные образования.

В этой связи необходимо возвратиться к разрезу левого склона долины р. Кубадру, послужившему для Е. Н. Шукиной (1953, 1960) опорным при построении статиграфической схемы ледниковых отложений Алтая. В этом разрезе Е. Н. Шукина выделяет три морены; четвертая морена, по ее мнению, вложена в долину.

Выше показано (гл. IV), что Е. Н. Шукина приняла за морену наиболее древнего — эоплейстоценового (башкаусского) оледенения толщу желтовато-бурых, в значительной мере выветрелых валунных галечников мощностью до 80 м с характерными признаками их аллювиального, а не ледникового, происхождения.

Ошибочно трактуется Е. Н. Шукиной и происхождение второго снизу слоя в разрезе долины р. Кубадру, принимаемого ею за морену среднеплейстоценового (катунского) оледенения. Этот слой, мощностью около 10 м, также как и нижний, представлен валунным галечником со всеми основными признаками аллювиального происхождения (фиг. 18, 23). Его отличие от нижележащего слоя заключается лишь в том, что он не несет признаков значительного выветривания, имеет серую и светло-серую окраску и несколько более грубый состав.

Настоящей мореной в разрезе р. Кубадру является лишь верхняя пачка валунных суглинков и супесей пепельно-серого цвета — морена майминского оледенения по схеме Е. Н. Шукиной (1960), относившегося ею первоначально к верхнему плейстоцену, а по схеме 1960 г. — к среднему.

К последнему — верхнеплейстоценовому (чибитскому) оледенению Е. Н. Шукина (1960) относит морены заключительного этапа существования ледников последнего оледенения, являющиеся, по данным автора, стадийными. Следовательно, из четырех морен, по которым Е. Н. Шукина реконструирует четыре оледенения, достоверными могут считаться только две. Одна из них (майминская) принадлежит по нашим данным последнему — верхнеплейстоценовому оледенению, вторая (чибитская) — стадии этого последнего оледенения.

В связи с рассмотренными вопросами следует заметить, что большая часть ошибок при реконструкции четвертичных оледенений вообще связана с диагностикой генетических типов отложений в горных областях. Отсутствие соответствующих исследований приводит нередко к тому, что за ледниковые принимаются отложения не только аллювиальные, как это было показано выше, но и элювиальные и делювиально-пролювиальные.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный разбор основных вопросов четвертичной геологии Западной Тувы и восточной части Горного Алтая отражает, конечно, состояние их изученности к настоящему времени. Несомненно, что новые палеонтологические материалы из известных и вновь найденных отложений позволят в будущем более точно определить стратиграфическое положение отдельных толщ, особенно из числа относимых к нижнему и нижней половине среднего плейстоцена. Вместе с тем проведенное в работе стратиграфическое расчленение третичных и четвертичных отложений дало возможность по-иному подойти к оценке таких важных вопросов четвертичной истории интересного горного района, как установление этапов формирования рельефа и роли тектонических движений и, главное, выявление основных черт развития четвертичного оледенения. Решение вопросов, связанных с оледенением, представляется наиболее важной частью проделанной работы, если учесть насколько они усложнены к настоящему времени.

Основные выводы проведенной работы можно свести к следующему.

Рельеф Западной Тувы и восточной части Горного Алтая в основных чертах унаследован от эоплейстоценового (верхнеплиоценового) времени.

Наличие в глубоких (до 1000 м) долинах эоплейстоценового (верхнеплиоценового) аллювия, а в пределах распространения реликтового третичного рельефа — неогеновых угленосных осадков, свидетельствует о том, что интенсивные тектонические движения, сопровождавшиеся глубоким врезанием гидросети, начались примерно на границе плиоцена и эоплейстоцена и в основном завершились к концу эоплейстоцена (верхнего плиоцена). Они привели к значительному росту хребтов и к некоторой перестройке гидросети.

Важно отметить, что рельеф до указанной перестройки не представлял собой очень выровненного рельефа (пенеплена, в понимании некоторых авторов). Насколько можно судить по сохранившимся крупным участкам такого рельефа (реликтового), это был низкогорный рельеф мягких очертаний с останцовыми массивами и хребтами, возвышавшимися над общей поверхностью района до 1000 м. Показательна древность этого рельефа — он фиксируется, например, в Рудном Алтае палеогеновой каолиновой корой выветривания (Чумаков, 1957, 1958). Это свидетельствует о большой консервативности рельефа в определенной стадии развития, именно в стадии низкогорного — мелкосопочного. Вместе с тем необходимо, по-видимому, более осторожно относиться к распространенному мнению о значительной скорости денудационных процессов, нивелирующих горные страны.

Более поздние — плейстоценовые тектонические движения имели значительно меньшие масштабы и существенных изменений в общий план рельефа не внесли. Повсеместное незначительное врезание гидросети в

горах и предгорьях во второй половине плейстоцена указывает на общие сводовые поднятия горной страны в это время.

В эоплейстоцене и нижнем плейстоцене следы оледенения не установлены. Выделение отдельными авторами эоплейстоценового оледенения основывается на ошибочной диагностике генетического типа отложений. Так, Е. Н. Щукина (1953, 1960) за морену эоплейстоценового оледенения приняла аллювиальные желтовато-бурые выветрелые валунные галечники.

Достоверные следы оледенения устанавливаются примерно со второй половины среднего плейстоцена. Выделяются два оледенения: первое — предпоследнее и второе — последнее.

Следы первого оледенения местами сохранились лишь в виде сильно денудированных конечных морен, расположенных по периферии конечных морен ледников подножий последнего оледенения. В большинстве же случаев морены первого оледенения перекрыты моренами последнего оледенения. Оба оледенения по своим масштабам были примерно одинаковыми. Отсутствие достоверных межледниковых отложений оставляет вопрос о самостоятельности этих двух оледенений открытым. Не исключено, что в горных условиях это были лишь стадии единого оледенения.

Фаунистические находки в синхронных оледенениям отложениях в изученном районе и за его пределами позволяют считать, что первое оледенение развивалось во второй половине среднего плейстоцена, а последнее — в верхнем плейстоцене. Поскольку ледниковые явления в общем развивались синхронно, первое оледенение Алтая и Тувы можно сопоставлять с материковым максимальным оледенением — днепровским, самаровским, а второе — с валдайским (калининским), зырянским. Аномалию же в масштабах проявления последнего оледенения следует, очевидно, объяснять отмеченным выше поднятием горной страны во второй половине плейстоцена. Только поднятие могло привести к такому явлению, когда площадь гор выше снеговой границы во время последнего оледенения сохранялась примерно в таких же размерах, как и во время первого оледенения.

В литературе по Алтаю и Туве широко распространен взгляд о существовании межледниковий, особенно последнего. В одних случаях с ними связываются крупные перестройки рельефа, в других — формирование глинисто-алевритовых отложений. Широко распространенное представление о том, что предпоследнее оледенение имело полупокровный характер, а последнее — долинный, основывается на предположении, что в межледниковье произошла перестройка рельефа, сопровождающаяся интенсивным врезанием речной сети.

Фактическим материалом это представление не подтверждается. Перестройка рельефа с врезанием гидросети отмечается раньше — на границе плиоцена и эоплейстоцена, почему к началу оледенения рельеф рассмотренного района имел очень близкие к современным общий план и характер расчленения (за исключением участков интенсивной ледниковой экзарации).

За межледниковые отложения нередко принимаются горизонтально-слоистые глинистые и алевритовые образования (часто со своеобразными известковистыми конкрециями), встречающиеся в районах развития последнего оледенения. В действительности, однако, эти отложения являются озерно-ледниковыми. Они формировались в озерных водоемах, образовывавшихся благодаря ледниковым подпрудам во время деградации ледников последнего оледенения. Залегание озерно-ледниковых отложений в форме линз в морене последнего оледенения указывает на образование их в промоинах внутри льда.

Хорошо устанавливаемая связь образования озерно-ледниковых отложений с ледниками и ледниковыми подпрудami, главным образом

в заключительный этап существования ледников последнего оледенения, исключает предположение о развитии древесной растительности в бассейнах рек, долины которых еще имели ледники. Случаи нахождения иногда в озерно-ледниковых отложениях пыльцы растений ввиду этого не могут служить основанием, как это иногда принимается, для отнесения озерно-ледниковых отложений к межледниковым и для реконструкции палеогеографических условий межледниковья. Эта пыльца может быть только переотложенной. На это отчетливо указывают случаи обнаружения в ней значительного количества пыльцы третиных растений (*Tsuga*, *Carpinus*, *Juglans*, *Quercus* и др.).

Широко распространенные и хорошо сохранившиеся следы оледенения в восточной части Горного Алтая и в Западной Туве принадлежат последнему — верхнеплейстоценовому оледенению. В зависимости от климатических условий и особенностей рельефа это оледенение имело разный характер — от зачаточного карового до обширного полупокровного. Одновременное существование полупокровного и долинно-карового типов оледенения доказывается как распространением разновозрастных образований ледникового комплекса в долинах и на междуречьях, так и взаимоотношениями центров питания и площадей развития полупокровов. Многочисленные кары и трогии питающих центров, особенно Шапшальского хребта, открываются непосредственно на относительно плоские участки реликтового рельефа. Следовательно, оледенение в таких условиях неизбежно с самого своего начального этапа и до исчезновения должно было развиваться из долинно-каррового в полупокровное, вследствие чего разорвать во времени долинный и полупокровный его типы, как это иногда делается, невозможно. Во многих случаях полупокровы развивались из долинных ледников вследствие переполнения долин льдом. В основе горного оледенения все же был долинный тип.

Во время деградации ледников второго оледенения образовывались значительные участки «мертвых» льдов (особенно в местах развития полупокровов), обусловившие широкое развитие флювиогляциальных образований — озов, камов, камовых террас.

Деградация льдов второго оледенения была неравномерной, что обуславливалось скачкообразным нарастанием тепла. Приостановка в потеплении на заключительном этапе оледенения привела к образованию одной стадияльной морены. Взаимоотношения этой морены в пределах развития полупокровного оледенения с флювиогляциальными образованиями (камовыми террасами) исключает возможность отнесения ее к последнему самостоятельному оледенению. Крупные масштабы развития последнего оледенения не дают никаких оснований для синхронизации его со среднеплейстоценовым максимальным материковым оледенением (днепровским).

Широко развитые в горных и предгорных районах крупновалуновые отложения террас являются флювиогляциальными или аллювиальными образованиями. Содержание и размеры валунов в них определялись главным образом гидродинамическими условиями потоков. Для крупных ледниковых бассейнов (Хемчика, Алаша) отмечается более значительная энергия потоков талых ледниковых вод, по сравнению с современными водотоками. Такое происхождение крупновалуновых отложений исключает возможность реконструкций оледенений по наличию валунов в отложениях террас.

ЛИТЕРАТУРА

- Адрианов А. В. Путешествие на Алтай и за Саяны.— Зап. Русск. геогр. об-ва по общ. геогр. 1888, 11.
- Аксарин А. В. О четвертичных отложениях Чуйской степи в Юго-Восточном Алтае.— Вести. Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, вып. 5.
- Аксарин А. В. Чуйский бурогольный район в Юго-Восточном Алтае.— Вести. Зап.-Сиб. геол. упр., 1938, вып. 4.
- Алисов Б. П. Климатология, ч. 1. М., Гидрометеониздат, 1952.
- Белостокский И. И. О некоторых общих вопросах геологии Горного Алтая.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1956, вып. 2.
- Белостокский И. И. Очерки по истории рельефа Тувы.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1958, вып. 4.
- Берг Л. С. О предполагаемой связи между великими оледенениями и горообразованием.— Вопросы геогр., 1946, сб. 1.
- Бискэ Г. С. Озы Карелии. Изд-во АН СССР, 1955.
- Брукс К. Климаты прошлого. М. Изд-во иностр. лит-ры, 1952.
- Бубличенко Н. Л. Геологическое строение берегов Телецкого озера и его происхождение. В кн.: «Исследования озер СССР», вып. 9. Л., 1937.
- Бубличенко Н. Л. Происхождение Телецкого озера.— Вести. Зап.-Сиб. геол. упр., 1939, вып. 3.
- Бурачек А. Р. Вопросы литологии ледниковых отложений Витимо-Патомского междуречья. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Вангенгейм Э. А. Новые данные о четвертичной фауне млекопитающих юга Сибирской платформы. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Варданянц Л. А. О древнем оледенении Алтая и Кавказа.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 1938, 70, № 3.
- Великовская Е. М. Геологическая история Южного и Западного Алтая в кайнозое и формирование древних долин.— Труды Томск. ун-та, 1954, 132.
- Великовская Е. М. Красноцветные отложения плиоцена на территории СССР и зарубежной Азии.— Докл. АН СССР, 1955, 100, № 6.
- Владимирская Е. В. Тува и Западный Саян. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 1. Стратиграфия. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Гельмерсен Г. П. Телецкое озеро и телеуты Восточного Алтая.— Горн. журн., 1840, ч. 1, кн. 1—3.
- Гендлер В. Е. О «Чулышманском» хребте и «Чулышманском» плоскогорье.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1960, 92, № 1.
- Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1939, вып. 33.
- Гончаров В. Н. Движение наносов в равномерном потоке. Л.— М., ОНТИ, 1938.
- Гране Г. И. О ледниковом периоде в Русском Алтае.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1915, 3, вып. 1—2.
- Гране Г. И. О значении ледникового периода для морфологии Северо-Восточного Алтая.— Записки Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1916, кн. 38.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 64, серия геол. (№ 17).
- Громов В. И. Стратиграфическая схема четвертичных отложений СССР и ее сопоставление с зарубежными схемами. В кн.: «Тезисы докладов на Всесоюзном межведомственном совещании по изучению четвертичного периода, М., 1957.

- Громов В. И. Особенности и своеобразие четвертичных отложений и схема их стратиграфического расчленения. В кн.: «Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений». Изд-во АН СССР, 1957.
- Гросвальд М. Г. Восточно-Тувинский район четвертичных вулканов.— Докл. АН СССР, 1958, 122, № 3.
- Гудилин И. С. Некоторые вопросы неотектоники Восточной Тувы. В кн.: «Тезисы докладов на Межведомственном совещании по изучению четвертичного периода. Секция Вост. Сибири, М., 1957.
- Гудилин И. С., Додин А. Л., Нордега И. Г. Объяснительная записка к геоморфологической карте Тувинской автономной области. М., Госгеолгиздат, 1952.
- Додин А. Л. Основные черты истории геологического развития Алтае-Саянской геосинклинальной области.— Материалы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1956, вып. 8.
- Дубинкин С. Ф. К вопросу о пенеппене Алтая.— Вест. Зап.-Сиб. геол. упр., 1940, вып. 2.
- Еремеев В. П., Шорыгина Л. Д. Глины и суглинки центральной части Тувинской автономной области.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 165, петрогр. серия (№ 47).
- Ефимцев Н. А. О четвертичном оледенении Западной Тувы и восточной части Горного Алтая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 9.
- Ефимцев Н. А. О нижней границе четвертичной системы в Алтае-Саянской горной области.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 32.
- Живаго А. В. Опыт применения шлихового метода при морфологическом анализе долины р. Бии (Алтай).— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1948, вып. 39.
- Зайцев Н. С. О плиоценовых осадках и молодых движениях в хребте Танну-Ола.— Докл. АН СССР, 1947, 57, № 9.
- Зайцев Н. С. Основные черты тектоники Тувинского прогиба.— Докл. АН СССР, 1957, 117, № 4.
- Зайцев Н. С. и Покровская Н. В. О строении смежных частей Западного Саяна и Тувы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 6.
- Золотарев М. А. К вопросу о климате четвертичного периода.— Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, 1949, № 14.
- Золотарев М. А. О некоторых вопросах палеоклиматологии четвертичного периода.— Труды Комис. по изуч. четвертич. периода, 1957, вып. 73.
- Иванов А. Х. Об оледенении северо-восточной части Монгольского Алтая.— Труды Монг. комиссии АН СССР, 1949, вып. 38.
- Иванова Т. Н. Тувинская автономная область и Западный Саян. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 2. Магматизм. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Ивановский Л. Н.₁ К вопросу о древнем оледенении Северного Алтая.— Труды Томск. ун-та, 1956, 133.
- Ивановский Л. Н.₂ Об особенностях древнего оледенения Юго-Восточного Алтая.— Труды Томск. ун-та, 1956, 133.
- Ивановский Л. Н.₁ О возрасте морен северного склона горного узла Биш-Ирду на Алтае.— Труды Томск. ун-та, 1957, 147.
- Ивановский Л. Н.₂ Последнее оледенение Алтая. В кн.: «Тезисы докладов на Межведомственном совещании по изучению четвертичного периода». Секция Вост. Сибири, М., 1957.
- Ивановский Л. Н.₃ Ступенчатые кары на Алтае. В кн.: «Доклады 7-й научной конференции Томского университета», вып. 4. Томск, 1957.
- Игнатов П. Г. Исследование Телецкого озера на Алтае летом 1901 г.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1902, 38, вып. 2.
- Кагнер М. Н. Карбонатные и гипсовые конкреции в ленточных глинах.— Научн. докл. высш. школы, геол.-геогр. науки, 1958, № 4.
- Калесник С. В. Общая гляциология. Л., Учпедгиз, 1939.
- Калецкая М. С. О современных геоморфологических процессах в горах Северо-Восточного Алтая.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1939, № 3.
- Калецкая М. С. Геоморфологический очерк Алтайского государственного заповедника. Рукопись. Фонды Ин-та геогр. АН СССР, 1940.
- Калецкая М. С. Об основных проблемах геоморфологии Северо-Восточного Алтая в связи с исследованиями территории Алтайского государственного заповедника. В кн.: «Труды научной конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири», т. 3, Томск, 1942.
- Калецкая М. С. Развитие рельефа Северо-Восточного Алтая.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1948, вып. 39.
- Кирова Т. В. О четвертичных тектонических разрывах в Рудном Алтае.— Материалы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1956, вып. 8.
- Колосов Д. М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР.— Труды Горно-геол. упр. Главсевморпути, 1947, вып. 30.
- Кузнецов В. А. Новые данные о геологическом строении Тувы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 5.

- Кузнецов В. А. Тектоника Западной Тувы на стыке с горным Алтаем.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 1.
- Кузнецов В. А. Схема тектоники Тувы и положение ее в структуре Алтае-Саянской горной системы.— Докл. АН СССР, 1949, 64, № 4.
- Кузнецов В. А. Основные вопросы стратиграфии и тектоники Центральной и Западной Тувы.— Труды Южно-Енисейск. компл. экспед. Совета по изуч. производит. сил АН СССР, 1953, вып. 2.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Кузнецов В. А., Пинус Г. В. Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности в их проявлении.— Докл. АН СССР, 1949, 65, № 1.
- Кузнецов Н. Т. Ледниковые отложения в Монгольском Алтае и их влияние на современную гидрографию рек.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1952, № 3.
- Кузнецов Н. Т. Древнее оледенение Монгольского Алтая. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Кузнецов Н. Т. Некоторые данные о новейшей тектонике в Монголии. В кн.: «Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии». Изд-во АН СССР, 1955.
- Кузнецов Ю. А. Геологическое строение центральной части Горного Алтая.— Мат-лы по геол. Зап.-Сиб. края, 1939, № 41.
- Кузнецов Ю. А. К геоморфологии северо-западной окраины Алтая.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1950, 65, вып. 2.
- Кузьмин А. М. Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., 1929, 8, вып. 2.
- Кушев С. Л. Рельеф (Тувинская автономная область). В кн.: «Природные условия Тувинской автономной области». Изд-во АН СССР, 1957.
- Ладонин Н. П. О древнем оледенении Баргузинского хребта. В кн.: «Бурят-Монгольская комплексная экспедиция 1952—1956 гг.», вып. 1. Улан-Удэ, 1954.
- Лебедева З. А. Основные черты геологии Тувы.— Труды Монг. ком. АН СССР, 1938, № 26.
- Левенко А. И. Основные черты геологической истории Тувы.— Докл. АН СССР, 1950, 75, № 2.
- Леонтьев Л. Н. Краткий геологический очерк Тувы. (Труды Тувинск. компл. экспедиции, вып. 4). Изд-во АН СССР, 1956.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае. В кн.: Тезисы докладов на Всесоюзном межведомственном совещании по изучению четвертичного периода. Секция Вост. Сибири. М., 1957.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Некоторые новые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1958, вып. 4.
- Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области.— Труды Главн. геол.-развед. упр., 1931, вып. 117.
- Марков К. К. Сравнение древнеледниковых ландшафтов Северной Европы и современных ледниковых ландшафтов Памира.— Проблемы физ. геогр., 1935, вып. 2.
- Марков К. К. Геоморфологический очерк Памира и Вахит по наблюдениям 1932—1933 гг.— Труды ледник. экспедиций, вып. 1. Л., 1936.
- Марков К. К. Эрозия ледников и рельеф гор.— Проблемы физ. геогр., 1941, вып. 10.
- Марков К. К. О происхождении морен в горах.— Зап. Моск. ун-та, 1946, вып. 119, геогр., кн. 2.
- Марушвили Л. И. Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе. Изд-во АН Груз. ССР, Тбилиси, 1956.
- Маслов В. П. Происхождение и возраст хребта Танну-Ола и Убсанурской котловины. Землеведение, новая серия, 1948, 2(42).
- Матвеев С. Н. Осыпи долины Чулышмана (геоморфологический очерк).— Проблемы физ. геогр., 1939, вып. 7.
- Матвеева О. В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений предгорного Алтая.— Изв. Сиб. отд. АН СССР. Геофизика и геология, вып. 1. Новосибирск, 1958.
- Матвеева О. В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений предгорья Алтая, горных сооружений Восточного Алтая и Западной Тувы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 31.
- Мирчин Г. Ф. О методике определения развития ледниковых явлений в древних горных сооружениях.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1940, 20.
- Молчанов И. А. Несколько слов о древнем оледенении Восточного Саяна.— Труды Ком. по изуч. четвертич. периода, 1932, вып. 2.
- Молчанов И. А. Восточный Саян. В кн.: «Очерки по геологии Сибири», вып. 5. Изд-во АН СССР, 1934.
- Москвитин А. И. Геологический очерк Калининской области.— Уч. зап. Моск. гос. ун-та, вып. 31. География. М., 1939.

- Москвитин А. И.₁ Май-Копчегайский грабен в Юго-Западном Алтае.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
- Москвитин А. И.₂ Алтайские ледоемы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 5.
- Москвитин А. И. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 3.
- Муратов М. В., Славин В. И. Краткий геологический очерк Калбы (Очерки по геологии Сибири, вып. 16). Изд-во АН СССР, 1953.
- Мурзаев Э. М. Заметка о древнем оледенении Монголии.— Вопросы геогр., 1948, сб. 15.
- Мягков И. М. Морены ледников Белухи.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1936, № 1—2.
- Нагорский М. П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозойской Обь-Чумышской впадины.— Материалы по геол. Зап. Сибири, 1941, № 13(55).
- Нехорошев В. П. Тектоника и рельеф Русского Алтая.— Геол. вестн., 1926, 5, № 1—3.
- Нехорошев В. П.₁ Проявление Альпийской дислокации на Алтае.— Вестн. Геол. ком., 1927, 2, № 2.
- Нехорошев В. П.₂ Землетрясения на Алтае и их связь с геологическим строением.— Вестн. Геол. ком., 1927, 2, № 7.
- Нехорошев В. П.₃ Термы Алтая.— Изв. Геол. ком., 1927, 46, № 5.
- Нехорошев В. П. Современное и древнее оледенение Алтая. В кн.: «Труды 3-го Всесоюзного съезда геологов 20—26 сент. 1928 г.», вып. 2. Ташкент, 1930.
- Нехорошев В. П.₁ Древнее оледенение Алтая.— Труды Ком. по изуч. четверт. периода, 1932, вып. 1.
- Нехорошев В. П.₂ Материалы для геологии Горного Алтая.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 177.
- Нехорошев В. П. О юном рельефе Алтая и древних долинах Казахстана.— Проблемы сов. геол., 1936, 6, № 7.
- Нехорошев В. П. Основные этапы в изучении тектоники Алтая. В кн.: «Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности», т. 1. Изд-во АН СССР, 1938.
- Нехорошев В. П. Четвертичные тектонические движения на Алтае.— Труды сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода, 1939, вып. 4.
- Нехорошев В. П. Геология Алтая. М., Геогеолтехиздат, 1958.
- Нехорошев В. П. Четвертичная тектоника Алтая.— Материалы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, новая серия, четвертич. геол. и геоморфол., 1959, вып. 2.
- Обручев В. А.₁ Алтайские этюды, 1. Тектоника.— Землеведение, 1914, кн. 3.
- Обручев В. А.₂ Алтайские этюды, 2. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае.— Землеведение, 1914, кн. 4.
- Обручев В. А. Происхождение Телецкого озера.— Природа, 1916, № 11.
- Обручев В. А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии.— Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, 1931, № 3.
- Обручев В. А. О некоторых основных вопросах геологии Центральной Азии. В кн.: «Вопросы геологии Сибири», т. 1. Изд-во АН СССР, 1945.
- Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Обручев С. В. Развитие рельефа Восточного Саяна.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1946, вып. 37.
- Обручев С. В. Молодые движения и излияния базальтов Саяно-Тувинского нагорья.— Землеведение, 1950, 3(43).
- Обручев С. В. Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1953, 85, № 5.
- Обручев С. В. Ярусные долины в областях горного оледенения. Сов. геол., 1959, № 6. Объяснительная записка к легенде Международной четвертичной карты Европы. 1936.
- Огнев В. Н. Альпийская структура северных хребтов Южного Алтая. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Павловский Е. В. Четвертичное оледенение северо-западного Прибайкалья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1935, 13, вып. 2.
- Павловский Е. В. О четвертичном оледенении Южного Прибайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Павловский Е. Ф., Флоренсов Н. А. Краткий очерк истории геологического развития Восточной Сибири.— Труды Иркутск. ун-та, серия геол., 1951, 5, вып. 2.
- Петров Б. Ф. Древняя кора выветривания и послетретичные отложения западной части Кузнецкого Алатау (Горная Шория).— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1939, 19, вып. 2.
- Попов В. В. Антропоген Тянь-Шаня.— Труды Комис. по изуч. четвертич. периода, 1957, 13.
- Постоев К. И. О следах древнего оледенения в Юго-Западных Саянах.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 1932, 64, вып. 2—3.
- Раевский Э. И., Алексеев М. Н., Чеботарева Н. С. К стратиграфии верх-

- петретичных и четвертичных отложений южной и восточной части Сибирской платформы. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по унификации стратиграфических схем Сибири». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Рагозин Л. А. Третичное оледенение Алтая.— Природа, 1941, № 5.
- Рагозин Л. А. Материалы к четвертичной истории Центрального Алтая В кн.: «Вопросы геологии Сибири», т. 1. Изд-во АН СССР, 1945.
- Рагозин Л. А. К вопросу о третичном оледенении Алтая.— Труды Томск. ун-та, 1956, 135.
- Радугин К. В. Геологический очерк Чемальского листа Горного Алтая.— Труды Ойротск. компл. экспедиции Совета по изуч. производ. сил. АН СССР, 1941, 1.
- Резниченко В. В. О древних и современных ледниках Юго-Западного Алтая.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1912, 48, вып. 1—5.
- Резниченко В. В. Южный Алтай и его оледенение.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1914, 50, вып. 1—2.
- Розен М. Ф. Рыхлые отложения и история формирования рельефа Западного Алтая.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1956, 88, вып. 3.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. М. Гостоптехиздат, 1953.
- Салоп Л. И. Значение тектонических движений для образования озерных ванн альпийского типа. В кн.: «Материалы по геоморфологии», Сб. статей, Л., 1953.
- Сапожников В. В. Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо. Путешествия 1905—1909 гг. Томск, 1911.
- Селиверстов Ю. П. О происхождении Нарымской депрессии на Алтае.— Материалы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1956, вып. 19.
- Селиверстов Ю. П. О соотношении аллювиальных и ледниковых образований в горах Южного Алтая.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1957, № 6, серия геол. и геогр., вып. 1.
- Селиверстов Ю. П. Четвертичные оледенения Южного Алтая.— Материалы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, новая серия, четвертич. геол. и геоморф., 1959, вып. 2.
- Семенов А. И. К вопросу о возрасте краснобурых глин юго-восточной части Рудного Алтая.— Материалы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, общая серия, 1948, вып. 8.
- Семихатова Л. И. Сайлюгем (географический очерк).— Труды об-ва по изуч. Урала, Сибири и Дальнего Востока, 1928, 1, вып. 2.
- Семихатова Л. И. Современное оледенение в Юго-Восточном Алтае.— Сов. Азия, 1930, № 3—4.
- Семихатова Л. И. Государственный Алтайский заповедник.— Землеведение, 1934, 36, вып. 2.
- Сочава В. Б. К современному и древнему оледенению Холзунского хребта (Западный Алтай).— Уч. зап. Ленингр. гос. педагог. ин-та, 1957, т. 49.
- Сперанский Б. Ф. Основные моменты кайнозойской истории Юго-Восточного Алтая.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, № 5.
- Спирidonов А. И. Геоморфологическое картографирование. Географгиз, 1952.
- Суслов О. П. Материалы по геоморфологии Ойротии.— Труды Совета по изуч. производ. сил АН СССР, серия ойротск., 1936, вып. 2.
- Татариннов П. М., Кузнецов В. А., Филатов К. С. Геологические исследования в районе Актовракского месторождения асбеста в верховьях р. Енисея.— Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1934, вып. 13.
- Тимофеев З. В. Конкреции актопракской толщи р. Чемем и длительность процесса их образования.— Изв. АН СССР, серия геол. 1960, № 7.
- Титова З. А. Возраст ледниковых отложений верховьев Аргута на Алтае.— Труды Томск. ун-та, 1957, 147.
- Толмачев И. П. К вопросу происхождения цирков.— Труды С.-Петерб. об-ва естествоиспыт., 1899, 30, вып. 1.
- Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. Географгиз, 1949.
- Тюменцев К. Г. Отчет геолого-гляциологической части Алтайской ледниковой экспедиции 1933 г.— Труды ледник. экспед. АН СССР, 1936, вып. 6.
- Унксов В. А. и др. Алтае-Саянская складчатая область. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Чумаков И. С. Кайнозойские отложения северо-западной части Рудного Алтая.— Труды Всес. агрогеол. треста, 1957, вып. 3.
- Чумаков И. С. К стратиграфии континентальных третичных отложений северо-западной части Рудного Алтая.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1958, 32.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 135, геол. серия (№ 55).
- Шанцер Е. В. Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований.— Мат-лы по четвертич. периоду СССР, 1952, вып. 2.
- Шанцер Е. В. Современное состояние учения о четвертичном оледенении.— Труды Комис. по изуч. четвертич. периода, 1955, вып. 12.
- Шарков В. В. Еще о третичном оледенении Алтая.— Природа, 1950, № 6.

- Шварцбах М. Климаты прошлого. М. Изд-во иностр. лит-ры, 1955.
- Шорыгина Л. Д. К вопросу о стратиграфическом расчленении четвертичных отложений Западной Тувы. В кн.: «Труды межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Шорыгина Л. Д. Замечания по поводу статьи Н. А. Ефимцева «О четвертичном оледенении Западной Тувы и восточной части Горного Алтая». — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 8.
- Шорыгина Л. Д. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
- Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Изд-во АН СССР, 1955.
- Щербакова Е. М. К вопросу об истории развития Восточного Саяна. — Труды Ком. по изуч. четвертич. периода, 1957, 13.
- Щукина Е. Н. Геология отложений кайнозоя и геоморфология Горного Алтая и его предгорий, части 1 и 2. Рукопись. 1953.
- Щукина Е. Н. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1956.
- Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
- Щуровский Г. Е. Геологическое путешествие по Алтаю. С историческими и статистическими сведениями о Колывано-Воскресенских заводах. М., 1846.
- Яковлев С. А. К вопросу о ледниковом периоде на Алтае. — Труды С.-Петерб. об-ва естествоиспыт., 1909, 40, вып. 1 (Протоколы).
- Яковлев С. А. О происхождении Телецкого озера. — Изв. Русск. геогр. об-ва, 1916, 52, вып. 6.
- Яковлев С. А. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей. — Изв. науч.-мелиорат. ин-та, 1926, 8—13.
- Яковлев С. А. К вопросу о происхождении Телецкого озера. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1939, 17, вып. 4—5.
- Яковлев С. А. Описание четвертичных отложений. В кн.: «Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений», ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Яковлева С. В. Исследование ледниковых валунов. Методич. руководство по изучению и геологич. съемке четвертичных отложений, ч. 2. Госгеолтехиздат, 1955.
- Andersen S. A. The wanning of the last continental glacier in Denmark as illustrated by varved clays and eskers. — J. Geol. 1931, 7.
- Dunge A. V. Reise in den östlichen Theil des Altai-Gebirges. Berlin, 1830.
- Caruthers R. G. On northern glacial drifts: some peculiarities and their significance. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1939, 95, N 379.
- Flinn R. F. The stagnation and dissipation of the last ice sheet. — Geogr. Rev., 1929, N 1.
- Glen J. W., Donner J. J., West R. G. On the mechanism by which stones in till become oriented. — Amer. J. Sci., 1957, 255, N 3.
- Helmersen G. Reise nach dem Altai im Jahre 1834. Petersburg, 1848.
- Holmes C. D. Till fabric. — Bull. Amer. Geol. Soc., 1941, 52, N 9.
- Johnston W. A. Sedimentation in Lake Louise, Alberta. — Amer. J. Sci., 1922, 220, N 4.
- Sharp R. P., Allen C. R., Meier M. F. Pleistocene glaciers on Southern California mountains. — Amer. J. Sci., 1959, 257, N 2.
- Tanner V. The problems of the eskers. IV. — Fennia, 1934, 58.
- Tchihatcheff P. de Voyage scientifique dans L'Altai oriental. Paris, 1845.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. История изучения четвертичного оледенения Западной тувы и восточной части Горного Алтая	5
Глава II. Типы рельефа	15
Горный рельеф	16
Высокогорный рельеф	16
Среднегорный рельеф	20
Низкогорный рельеф	22
Равнинный рельеф	23
Глава III. Основные черты геологического строения докайнозойских образований	26
Стратиграфия	26
Интрузии	28
Тектоника	29
Глава IV. Стратиграфия третичных и четвертичных отложений	33
Третичные отложения	34
Четвертичные отложения	38
Эоплейстоценовые (верхнеплейстоценовые) отложения	38
Отложения нижнего и нижней половины среднего плейстоцена	52
Отложения верхней половины среднего и верхнего плейстоцена	57
Голоценовые отложения	107
Глава V. История развития рельефа и элементы новейшей тектоники	109
Развитие рельефа	112
Тектонические движения эоплейстоцена	121
Тектонические движения плейстоцена	126
Роль оледенения в формировании рельефа	128
Глава VI. Четвертичное оледенение и его этапы	135
К вопросу об эоплейстоценовом оледенении	135
Первое оледенение	138
Второе (последнее) оледенение	139
Соотношение центров питания и участков развития ледников	142
Особенности морфологии ледниковых образований в районах развития полупокровного типа оледенения	145
О межледниковье и масштабах оледенений	146
Некоторые вопросы реконструкции оледенений	151
Заключение	156
Литература	159

Николай Андрианович Ефимцев

**Четвертичное оледенение Западной Тувы
и восточной части Горного Алтая**

Труды Геологического института, выпуск 61

*Утверждено к печати
Геологическим институтом
Академии наук СССР*

Редактор издательства *В. И. Финько*
Технический редактор *В. Г. Лаут*

РИСО АН СССР № 25а—30в Сдано в набор 7 IV 1961 г.

Подписано к печати 27/VI 1961 г.

Формат 70×108¹/₁₆ печ. л. 10,5+6 вкл. (0,75 печ. л.) усл. печ. л. 15,41
уч.-издат. л. 14,3 (13,6+0,7 вкл.) Тираж 1200 экз. Т-06882

Изд. № 5/02 Тип. зак. № 1753

Цена 1 руб.

Издательство Академии наук СССР
Москва, Б-64, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 руб.