

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

---

Л. Ф. СИДОРОВ

---

ПРИРОДА  
ПАМИРА  
В  
ЧЕТВЕРТИЧНОЕ  
ВРЕМЯ

---



«НАУКА»

*Ленинградское отделение*

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО СССР

Л. Ф. СИДОРОВ

ПРИРОДА  
ПАМИРА  
В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ  
ВРЕМЯ



ЛЕНИНГРАД  
«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1979



3124

Природа Памира в четвертичное время. Сидоров Л.Ф.  
Л., „Наука“. 1979, 145 с.

Книга посвящена четвертичному периоду Памира. Детально рассматриваются проблемы древнего оледенения, новейшей тектоники, палеонтологии, развитие рельефа, растительного покрова, заселение Памирского нагорья человеком с каменного века до современности. В заключительной части рассмотрены возможности долгосрочного прогнозирования смен природных условий Памира, что имеет первостепенное значение для планирования хозяйственных мероприятий во всем бассейне Амударьи и на смежных территориях. Лит. - 266 назв., ил. - 10, табл. - 28.

О т в е т с т в е н н ы й   р е д а к т о р

В.М.СЕНИШЫН, профессор, доктор геолого-минералогических наук.

Леонид Федорович Сидоров

## ПРИРОДА ПАМИРА В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Утверждено к печати Географическим обществом СССР

Редактор издательства Г.Л. Кирикова

Художник Г.В. Смирнов

Технический редактор Л.Н. Чешейко

Корректоры Н.В. Лихарев, Г.А. Мошкина, Ф.Я. Петрова

ИБ № 8315

Подписано к печати 18.12.78. М-18401. Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Печ. л. 9,0 + 2 вкл. (7/8 печ. л.) = 9,87 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 10,98. Тираж 800. Изд. № 6756. Тип. зак. № 727. Цена 1 р. 60 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука“  
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

---

Орден Трудового Красного Знамени Первая типография  
издательства „Наука“  
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

## ВВЕДЕНИЕ

Памир — одно из высочайших нагорий мира и самая высокогорная область нашей страны, — занимая на континенте положение между Передней, Средней, Центральной Азией и Индостаном, входит в узел Альпийско-Гималайского орогенического пояса, объединяющего крупнейшие горные системы платформы: Гиндукуш, Тяньшань, Куньлунь, Каракорум и Гималаи. Такое положение в области весьма активных молодых поднятий обусловило сложную и резкую смену его природных условий, особенно в четвертичное время. Естественно, что Памир, таящий разгадки ряда научных проблем, уже столетие влечет к себе все большее число исследователей. Почастливилось работать здесь и автору этих строк. Настоящий труд, посвященный палеогеографии четвертичного периода Памирского нагорья, представляет собой обобщение его более чем двадцатилетних исследований природы данной области и прилегающих территорий.

Все полученные полевые материалы анализировались в палеогеографическом аспекте. Решению многих вопросов палеогеографии немало способствовало их изучение методами различных наук. Помимо географических и ботанических данных автор использовал сведения о животном мире, исторических памятниках и новейшей тектонике Памирского нагорья и прилегающих районов, возможностью получения которых он обязан многолетнему творческому содружеству с В.К.Луканенковой, Р.Л.Потаповым, В.А.Рановым и О.П.Саловым, которым выражает самую сердечную благодарность.

Самобытной природе Памира посвящено более 2000 публикаций, значительное число которых увидело свет в последнее десятилетие. Однако самое понятие „Памир“, равно как и пределы природного региона, к которому оно приложено, трактуется различно. Если относительно положения северной (Заалайский хребет), восточной (Кашгарский хребет — Западный Куньлунь) и южной (Гиндукуш) границ мнения исследователей как прошлых, так и настоящих лет совпадают, то положение западной остается дискуссионным. Аспекты этой многолетней дискуссии достаточно подробно освещены в ранее опубликованной работе (Сидоров, 1975). Здесь же важно лишь подчеркнуть, что Памирское нагорье, или собственно Памир, с запада ограничено крупнейшим молодым субмеридиональным поднятием. В пределах последнего, согласно материалам крупномасштабного геоботанического

картирования, проведенного с учетом всех особенностей природных комплексов, четко выделяется рубеж между соседними областями физико-географических стран, или субконтинентов, Центральной и Передней Азии — Памиром и Бадахшаном (рис. 1, см. вкл.).

Поскольку развитие природы Памирского нагорья может рассматриваться только во взаимной связи и зависимости от примыкающих к нему и отдаленных областей, вплоть до омывающих континент океанов, то незавершенность в уточнении его природных границ не препятствует анализу палеогеографических условий данного региона.

Сведения об истории изучения природы Памира и отдельных ее компонентов можно найти в ряде научных статей и сводок (Баранов, 1940; Бархатов, Бархатова, 1962; Гвоздецкий, 1967, и др.). Поэтому в настоящем изложении им не отводится места. Спускается и традиционный обзор специальной литературы: этой теме посвящены целые разделы в ряде изданий. Геологическое строение и тектоника описаны достаточно полно во множестве публикаций и в их числе — не одна монография (Геология СССР, 1959; Бархатов, 1963; Костенко, 1970; Захаров, 1970 и т.д.). Стратиграфии кайнозойских отложений, новейшей тектонике, палеогляциологии также посвящено много работ, имеются и попытки обобщения данных (Забиров, 1955; Васильев, 1966; Трофимов, 1970; и др.).

Как явствует из названия настоящего издания, цель его — четвертичная история развития природы Памира, поэтому дочетвертичная рассмотрена очень кратко. В тектоническом узле нагорья и его окружения сочетаются герцинские и киммерийско-альпийские Центральноазиатские и Иранские структурные комплексы, связанные со складчатыми сооружениями Куньлуня, Каракорума и Гиндукуша (Синицын, 1945, 1947, 1955, 1959; Бархатов, 1963, 1971, и др.).

В пределах южной части современного Памира морской режим завершился к концу мела, когда здесь сформировались обширные участки суши, подвергавшиеся пенеппенизации (Геология СССР, 1959). Заливы моря, простравшегося далеко на запад и юг, глубоко расчленили эту невысокую сушу и существовали почти до неогена в районе Заалайского и, возможно, Музкольского хребта (Левек, Романько, 1960; Синицын, 1962, и др.). Периодически, до олигоцена включительно, они превращались в проливы, соединявшие Кашгарский озерно-морской бассейн с морями, существовавшими на месте Таджикской депрессии (Синицын, 1962, и др.).

К концу олигоцена относятся первые проявления поднятий, существенно не изменивших выровненного рельефа рассматриваемой территории (Костенко, 1970, и мн. др.). В соседнем Бадахшане Б.П. Бархатов (1963) в олигоцене отмечает существование отдельных хребтов высотой до 2000 м. Берега обширного неогенового моря у подножия невысоких еще гор Тяньшаня, Памира и Гиндукуша были сильно изрезаны и представляли чередование заливов и гористых мысов (Синицын, 1962), а в самом конце палеогена к Памиру на юго-востоке примкнул обширный массив суши с довольно крупными (до 2 км) глыбовыми горами Куньлуня (там же).

Ю.А.Мешеряков (1972) считает, что в Высокой Азии, к которой относится Памир, как бы перекрещиваются Альпийский и Тихоокеанский орогенетические пояса и поэтому ее территория испытала „двойной“ подъем. Данные детальных геофизических исследований и их тектоническая интерпретация приводят к заключению о „двухэтажном“ строении земной коры в Памиро-Гиндукушском регионе (Винник, Лукк, 1974). Здесь установлено „наползание“ друг на друга крупнейших литосферных плит – Индийской и Евразийской, сопровождающееся глубокими землетрясениями (Лукк, Нерсесов, 1970; Айзекс, Оливер, Сакс, 1974; Винник, Лукк, 1974; Лукк, Гангнус, 1974; Винник, Годзиковская, 1975; Лукк, Винник, 1975, и др.). Очевидно, именно этот процесс в неоген-четвертичное время проявился в грандиозном сводовоглыбовом воздымании, охватившем все нагорье и к настоящему моменту достигшем размаха более 8 км (Петрушевский, 1961; Чедия, 1972, и др.). Особенно сложны события плейстоцена и голоцена, которым и посвящена настоящая работа.

В свое время один из крупнейших советских палеогеографов К.К.Марков горячо поддержал глубоко убедительное высказывание В.Фикера о том, „что условия Альп совсем не типичны для древнего оледенения высокогорных областей вообще. Памир, в этом смысле, может быть, даже типичнее. Во всяком случае, его положение и его история имеют не меньше оснований для совершенно самостоятельной и глубокой теоретической разработки, чем история древнего оледенения Альп“ (Марков, 1937, с. 277). Позднее, развивая эту мысль, К.К.Марков (1960) формулирует задачу построения стратиграфической шкалы для Тянь-Шаня и Памира, от которой, по его мнению, можно и должно будет перейти к построению единой стратиграфической шкалы для Евразии.

Приходится, однако, признать, что до создания такой шкалы еще далеко. Причина этого отнюдь не в недостатке внимания к изучению прошлого Памира. Наоборот, за последние десятилетия накоплен обширный разносторонний материал о его древнем оледенении. И если Памирское нагорье, несмотря на свое ключевое положение в Альпийско-Гималайском орогенетическом поясе, не стало еще таким палеогеографическим эталоном, как Альпы, то это – не вина его исследователей. Сложность путей развития природы рассматриваемого горного узла, заключающаяся в его стремительном поднятии и неоднократных оледенениях, вносит серьезные трудности в процесс познания четвертичной палеогеографии и, как следствие этого, вызывает разногласия по ряду вопросов. Так, не решены окончательно кардинальные проблемы о количестве, хронологии, масштабах древних оледенений и скорости современных поднятий Памирского нагорья. Поэтому нельзя с уверенностью судить о возрасте отдельных элементов рельефа, о путях формирования флоры и растительности животного мира и т.п.

Н.П.Костенко (1970) выделяет три стадии формирования молодых горных сооружений и Памира в их числе: начальную (олигоцен-ран-

ний миоцен), главную (поздний миоцен—плиоцен) и завершающую (конец позднего плиоцена—голоцен). Содержание их характеризует тектоническое поднятие, разрастающееся по окраинам и развивающееся под воздействием денудации. Не оспаривая возможности выделения указанных стадий, автор настоящей работы при определении этапов развития природы Памира опирался прежде всего на тот факт, что в этом регионе новейшая тектоника проявлялась в особенно тесном взаимодействии с оледенениями, и на основе анализа многочисленных данных пришел к следующим выводам.

Наличие в пределах нагорья третичных красноцветных конгломератов свидетельствует о существовании здесь условий, принципиально отличных от современных вплоть до конца плиоцена. Находки в них растительных остатков субтропических древесных (Лоскутов, 1964) говорят о теплом и достаточно влажном климате, который возможен только в области с незначительными абсолютными высотами. Разделение красноцветных конгломератов на мелкообломочные палеогеновые и сравнительно крупнообломочные неогеновые указывает на нарастание темпов в общем довольно медленных поднятий третичного времени (Васильев, 1966; Костенко, 1970, и мн. др.).

Четвертичный период отличается сероцветными отложениями и широким распространением гляциальных форм рельефа. Это указывает на похолодание, охватившее весь Памирский регион, а выделение морен трех генераций — на смену эпох наступания глетчеров межледниковьями. Последнее предстоит еще доказать, но предварительно позволяет наметить четыре этапа послетретичной истории развития природы Памира. Этапы эти выделяются на основании особенностей стратиграфии четвертичных отложений, характерных черт рельефа, которые подкрепляются, когда это возможно, палеоботаническими, археологическими и другими данными. Они в основном совпадают с общепринятым разделением квартала на равний ( $Q_0$ ), средний ( $Q_{II}$ ), поздний ( $Q_{III}$ ) плейстоцен и голоцен ( $Q_{IV}$ ) (Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, 1963).

Каждый этап плейстоцена объединяет оледенение и предшествующее ему межледниковье. В палеогеографическом исследовании высокогорий подобный подход вполне правомерен, так как наступающие глетчеры всегда наследуют выработанные в предледниковое время долины. Последнее, разумеется, относится и к раннему плейстоцену, но он начинается с первого оледенения, знаменующего принципиальную смену природной обстановки. Условия предледникового времени эоплейстоцена, или неоплиоцена, как справедливо отмечает К.К. Марков (1968), ближе неогеновым, чем четвертичным.

Результатом проведенного автором палеогеографического анализа ряда конкретных местонахождений древнеледниковых и аллювиальных отложений и соответствующих форм рельефа, не укладываясь в принятую для Памира рабочую палеогеографическую схему, диктуют необходимость ее пересмотра. При этом автор далек от мысли о дискредитации той огромной работы, которую проделали создатели ныне принятой рабочей шкалы подразделения четвертичных отложений

Памира. Они внесли заметный вклад в разработку структурно-геоморфологического анализа, нередко применяемого ныне при изучении высокогорных областей, к которому прибегал и автор настоящего труда. Им, в частности, широко применялись следующие его направления: 1) изучение особенностей отдельных элементов гляциального рельефа и выявление закономерностей их распространения с возможно более полным использованием аэрофотоматериалов, при этом особое внимание уделялось анализу характерных черт размещения одно-возрастных морен в основных и боковых долинах и их связь с областями питания; 2) анализ высотного положения и распространения сопрягающихся с моренами террас; 3) сопоставление продольных профилей аккумулятивных и эрозионных уровней; 4) анализ особенностей вершинных поверхностей по картографическим материалам и наблюдениям с водоразделов, одной из целей которого было выявление дислокаций дочетвертичных поверхностей выравнивания.

Положенные в основу методики полевых и камеральных работ по геоморфологии, дешифрированию аэрофотоснимков, геоботанике, фенологии и микроклимату соответствуют общепринятым. Однако использование новых, не учитывавшихся ранее фактов и по возможности всестороннее их рассмотрение в совокупности с уже известными данными позволяют надеяться, что основные выводы о количестве, последовательности и хронологии древних оледенений Памира и других аспектах развития его природы в предлагаемой работе ближе к истине, чем в принятой ныне рабочей схеме стратиграфии четвертичных отложений (Атлас Таджикской ССР, 1968).

Выяснение палеогеографических закономерностей квартера поможет понять современные тенденции развития природы Памира и в перспективе позволит прогнозировать ход природных процессов под воздействием тех или иных народно-хозяйственных мероприятий не только на самом нагорье, но и далеко за его пределами. Эту задачу наук географического цикла следует признать одной из основных, особенно в свете последних решений партии и правительства об охране и рациональном использовании природных ресурсов страны.

## Г л а в а I. ДРЕВНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ПРИРОДЫ ПАМИРА

### 1. О нижней границе четвертичной системы

Начало плейстоцена — наименее изученный этап развития природы Памира, как, впрочем, и многих других областей. Следы древнейших оледенений преимущественно уничтожены в более поздние ледниковые эпохи, на что неоднократно указывал К.К.Марков (1936). Однако на этом основании, как показывают факты, еще не следует делать выводов о полной бесплодности их поисков. Убедительный тому пример — существование в пределах нагорья неогеновых конгломератов, уцелевших в долинах, где они были раньше отложены, после полупокровного оледенения, несмотря на движение в них глетчеров первого лодниковья.

В 1962 г. Междуведомственный стратиграфический комитет установил, что начало четвертичного периода в пределах СССР повсеместно (а, значит, на Памире и его горном обрамлении) связано с первым оледенением. Опровергать справедливость такого утверждения, по мнению автора (Сидоров, 1968; Сидоров, Сапов, 1970, и др.), нет оснований.

Вопрос, сформулированный в заголовке раздела, не раз затрагивался в литературе. В.А.Васильев (1966) посвятил ему главу в монографии, где справедливо подчеркнул отличия неогеновых отложений от четвертичных, обусловленные развитием оледенений. Древнейшими из могущих быть отнесенными, хотя бы частично, к четвертичной системе, считались отложения бахмалджилгинского комплекса (Васильев, 1966; Лоскутов, 1964; Чедия, 1971, и др.). Поэтому их особенности заслуживают детального рассмотрения.

В наиболее полных обобщениях характеристик отдельных разрезов этих отложений, выполненных В.А.Васильевым (1966), подчеркиваются типичные черты, как будто бы позволяющие относить их к плиоцен-раннечетвертичному этапу ( $N_2 - Q_1$ ), а именно: 1) „Налегание с резким угловым несогласием на более древние породы и вложение или прислонение к красноцветам куртекинской толщи“ (Васильев, 1966, с.91); 2) „В районах же бывшего развития полупокровного оледенения бахмалджилгинские отложения с размывом

перекрыты древней мореной . . . " (там же); 3) ". . . унаследованность ими древних долин . . ." (там же, с. 93); ". . . петрографо-минералогический состав и степень окатанности обломков указывают на преимущественный снос материала с местных питающих провинций и на отсутствие генетической связи с перекрывающей их мореной (там же); 4) "Бурая и серая окраска отложений резко отличает их от подстилающих красноцветов и перекрывающей пепельно-серой морены" (там же); 5) ". . . слабая степень дислоцированности и сравнительно плотная цементация пород; резкие фациальные различия по простирацию одних и тех же горизонтов; изменчивость мощностей от первых десятков метров до сотен метров" (там же).

При сопоставлении перечисленного с данными непосредственных наблюдений обнаружены значительные расхождения. Из трех десятков описанных В.А.Васильевым, В.И.Дроновым, В.В.Лоскутовым, М.М.Пахомовым, Е.Ф.Романько и А.К.Трофимовым обнажений, большинство которых известно и автору этих строк, можно назвать только 4 таких, где более или менее отчетливо выражено несогласное налегание „бахмалджилгинских“ отложений на неогеновые. Бесспорно, что отложения, лежащие на красноцветных конгломератах, моложе последних. Однако только это — еще не основание для отнесения их именно к предледниковым эпохам ( $N_2 - Q_1$ , или  $Q_1$ ), они могут быть и моложе. Об этом косвенно позволяет судить возраст покровных морен, а он, как будет показано ниже, повсеместно не древнее завершающей части среднечетвертичного этапа. Поскольку доказательства в пользу последнего высказывания приведены далее, здесь предлагается лишь допустить такую возможность.

В шести местонахождениях „бахмалджилгинские“ напластования лежат несогласно на палеозойских породах, в одном — на юре и, следовательно, моложе их. В остальных разрезах, известных на сей день, нижние горизонты вообще не обнажены и о характере их контактов с неогеновыми конгломератами судить пока преждевременно. Это касается и стратотипов. Таким образом, непосредственный контакт „бахмалджилгинских“ отложений с неогеновыми — отнюдь не повсеместное явление. Поскольку выше было предложено возможный возраст морен, перекрывающих рассматриваемые слои, считать соответствующим среднечетвертичной эпохе, то предварительно допустимо расценивать их как несколько более молодые.

Совместное с О.П.Саповым изучение стратотипического разреза при устье Бахмалджилги, который впервые был описан и часть составляющих его отложений отнесена к „бахмалджилгинскому“ комплексу В.И.Дроновым (Дронов, Левен, 1961), позволяет констатировать следующее (Сидоров, Сапов, 1965).

У устья Бахмалджилги в пласе цокольной террасы залегают рыхлые гравелиты и конгломераты. Терраса от устья этой реки протягивается вверх по правому берегу Аличура на 4–5 км и достигает высоты 30–35 м. Мощность рыхлых наносов не превышает здесь 20 м, причем отчетливо видно нормальное вложение аллювия в

коренные породы (рис. 2). В 5 км выше устья р.Бахмалджилги, на том же правом склоне долины Аличура, обнажается мощная (до 500 м) монотонная толща зеленовато-серых отложений, которые С.И.Клунников (1934) считал третичными „тиллитами“. В основании их разреза согласно залегает пачка красноцветных пород того же состава и строения. Вся толща представляет собой очень плотно сцементированную брекчию с плохо окатанной и почти не отсортированной галькой. Г.А.Дуткевич и М.А.Калмыкова (1936) отнесли эти тиллитоподобные образования к четвертичным породам.

Контактов „тиллитов“ с террасовыми гравелитами здесь не наблюдается. Напротив, они разделены мощной (до 100 м) зоной разлома меридионального простирания, протягивающегося на левый склон долины Аличура, где обнажается брекчия трения, состоящая из обломков разнообразных пород, в частности конгломератов. Отдельные красноцветные глыбы последних, зажатые между тектоническими блоками, достигают 0,5 м в поперечнике. В трех километрах южнее, в долине прорыва, соединяющей котловины озер Булункуль и Чукуркуль, в нарушенном залегании обнажаются третичные отложения, состоящие из очень плотно сцементированных конгломератов. Здесь амплитуда сброса по разрыву, представляющему собой южное продолжение вышеописанного, составляет 25–30 м, что вполне соизмеримо с высотой террасы в устье р.Бахмалджилги.

Гравелиты в отличие от „тиллитов“ совсем не сцементированы и скорее напоминают свежий аллювий, нежели древний конгломерат. Уже одна степень уплотнения, или, вернее, ее отсутствие, говорит о том, что эти гравелиты значительно моложе плиоценовых отложений ( $N_2 - Q_I$ ). Кроме того, они дислоцированы очень слабо и совсем в ином направлении, чем конгломераты. От разлома выше по течению Аличура тиллиты протягиваются на 7–8 км, где обрезаны древней троговой долиной Бахмалджилги. Здесь при устье пра-долины сохранились террасы, по составу и структуре аналогичные приустьевой террасе современной долины и вложенные в древний трог. Видимо, только после предпоследнего оледенения ( $Q_{II}$ ) или максимальной стадии последней ледниковой эпохи ( $Q_{III}$ ), когда была выработана троговая долина, река в результате подвижек по описанному разлому изменила направление течения на современное.

Исходя из приведенных фактов, возраст гравелитов можно принять позднечетвертичным ( $Q_{III}$ ). Их недопустимо относить к предледниковой эпохе ( $N_2 - Q_I$ ), как это делает В.А.Васильев (1966). Сравнительно высокое расположение гравелитов в устье

---

<sup>1</sup> Именно эту толщу В.И.Дронов датировал  $N_2 - Q_I$  и назвал „бахмалджилгинскими“ отложениями (Дронов, Левен, 1961). Автор придерживается хронологических установок Г.А.Дуткевича и М.А.Калмыковой (1936).

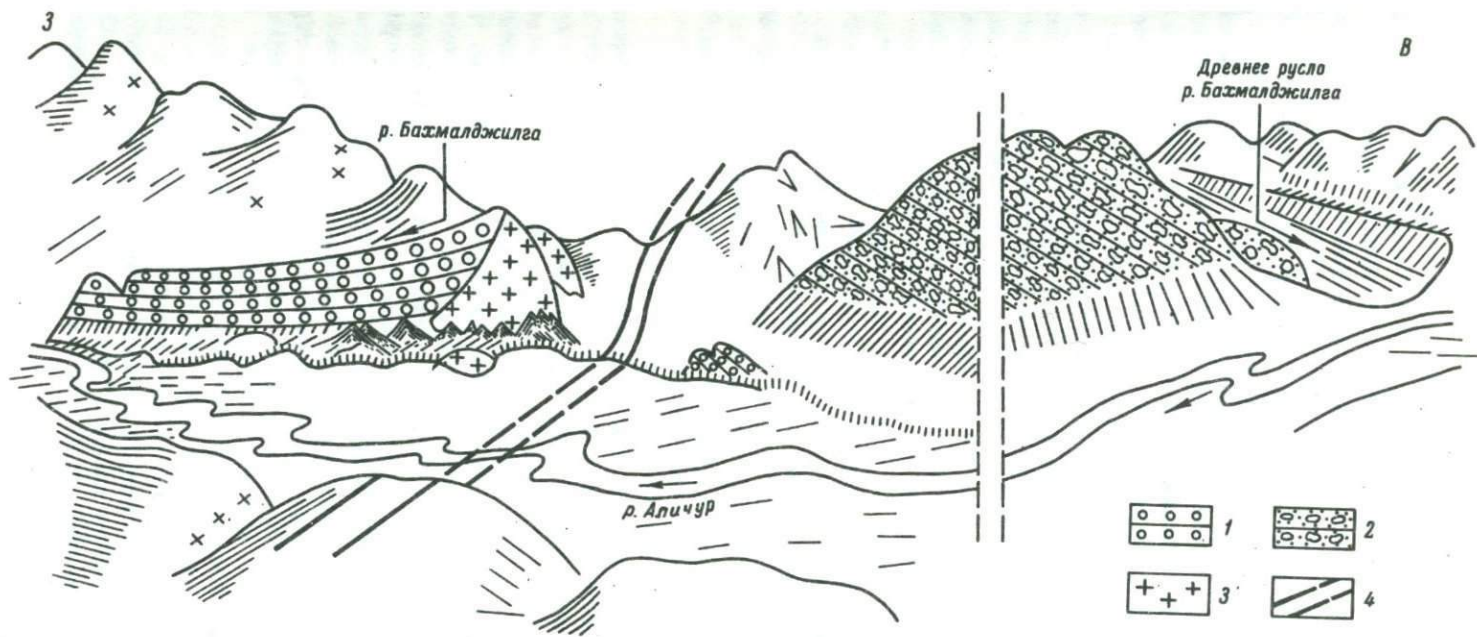


Рис. 2. Четвертичные отложения в устьевой части долины р.Бахмалджилга.

1 - молодые аллювиальные отложения ( $Q_{II} - Q_{III}$ ); 2 - древнеледниковые отложения ( $Q_I$ ); 3 - коренные породы; 4 - разлом.

Бахмалджилги и красная окраска основания террасы, послужившие, возможно, причиной их чрезмерно древней датировки, — следствие милонитизации в процессе молодых тектонических смещений.

Таким образом, в принятом ранее за стратотипический разрез „бахмалджилгинских“ отложений нет каких-либо признаков наложения нижнечетвертичных образований на красноцветные конгломераты неогена. Чтобы не повторяться в дальнейшем, укажем также, что здесь не наблюдается перекрытия аллювиальных образований доледникового этапа ( $N_2$ ) древнейшей мореной ( $Q_1$ ). Другими словами, стратотип „бахмалджилгинской“ свиты не имеет наиболее характерных особенностей всего комплекса одноименных отложений. Следовательно, стратотипическим этот разрез считать нельзя.

Рассмотрим возраст перекрывающих „бахмалджилгинские“ отложения морен полупокровного оледенения и коррелятных им образований. В верховьях Маркансу рассматриваемые отложения имеют тектонический контакт с красноцветными конгломератами, слагающими склоны Заалая. Над ними местами отмечены остатки довольно молодых морен. А древнейшая морена, изобилующая валунами гранитов, принесенными раннеплейстоценовым глетчером с юга, залегает геоморфологически выше — на водоразделе Маркансу и Уйсу (Навликин, 1932; Дингельштедт, 1936, и др.). В истоках здешних рек, бывших областями питания глетчеров последующих ледниковых эпох ( $O_{II}$  и  $O_{III}$ ), выходов гранитов нет. Гранитные валуны, которые встречаются иногда в молодых моренах верховьев Маркансу, явно переотложены, если не с указанного водораздела, то так или иначе являются остатками отложений первой ледниковой эпохи, во время которой обломки гранитов транспортировались с расположенных южнее гранитоидных массивов.

В приустьевой части долины Уйсу весь ее левый склон представляет собой серию террас оседания последнего плейстоценового ледника, дуги конечных морен которого находятся при выходе реки в широкую часть долины Маркансу. Пачка относимых к „бахмалджилгинским“ отложений перекрыта на этом склоне молодой боковой мореной одной из террас оседания. Раннеплейстоценовая морена находится выше на водоразделе Уйсу и Маркансу, что не вызывало сомнений ни у кого из исследователей, работавших здесь (Васильев, 1966; Трофимов, 1970; Сидоров, Сапов, 1970; Лоскутов, Трофимов, 1971). Валуны гранитов в боковой молодой морене террас оседания на левом склоне долины Уйсу могли быть переотложены из находящихся выше древнегляциальных отложений, которые образовывали левый борт молодого трога, вмещавшего глетчеры последних ледниковых эпох.

Горное обрамление Каракульской котловины трижды подвергалось древним оледенениям. На это указывают следы стока льда в начале шейстоцена ( $Q_1$ ) в Алайскую долину. Здесь в ходе государственных геологических съемок валуны гранитов каракульского типа обнаружены в древних конгломератах ( $N_2 - Q_1$ ), сформировавших шлейф мощных конусов выноса вдоль северного

склона Заалайского хребта (Сапов, 1969). Последнего не существовало на пути стока с юга до среднечетвертичного времени (Сапов, 1968, 1975), ознаменовавшегося после воздымания этого хребта полупокровным среднечетвертичным оледенением. Моренные комплексы последующих эпох ( $Q_{II}$  и  $Q_{III}$ ) у подножия Заалая сложены уже только местными породами. Древнейшие морены ( $Q_I$ ), подобные тем гляциальным образованиям, что находятся между долинами Маркансу и Уйсу, сохранились кое-где на водоразделах севернее оз. Каракуль. Перекрывать „бахмалджилгинские“ отложения, зафиксированные здесь под склонами современных долин, не существовавших в раннем плейстоцене, могут морены среднечетвертичного полупокровного оледенения. О том, что в эту эпоху Каракульская котловина целиком покрывалась, точнее, заполнялась, льдами, писали Д.В.Наливкин (1932) и Н.Л.Корженевский (1936). Такую возможность не исключал и К.К.Марков (1936), с большой осторожностью высказывавшийся о грандиозных масштабах оледенения, предшествовавшего последнему. На заполнение глетчерами северной части котловины и сток льда на север указывают В.В.Лоскутов и А.К.Трофимов (1971, фиг.7). Все это подкрепляет предположения о возможно более молодом, чем раннечетвертичный, возрасте морен, венчающих рассматриваемые напластования Северного Памира.

Анализ ориентированности галек в разрезе „бахмалджилгинских“ толщ под склонами Сарыкола, севернее оз. Каракуль, позволил установить, что сток отложившей их реки был направлен на северо-северо-запад (Васильев, 1966). Галечниковые горизонты переслаиваются здесь с типично озерными отложениями, что свидетельствует о периодичности существования потока, который мог связывать озеро с бассейном Маркансу. Пульсация стока — по-видимому, следствие большой тектонической активности в эпоху формирования данного озерно-речного комплекса. Поскольку перекрывающая его морена относится, по мнению автора, к среднечетвертичной ледниковой эпохе, то самый комплекс, будучи древнее ее, мог формироваться в первом межледниковье ( $Q_I - Q_{II}$ ).

В котловине оз. Салангур над 120-метровой толщей светлых глин находятся остатки среднечетвертичных морен. В другом обнажении отмечено налегание аналогичных глин на третичные красочетные конгломераты. Последние, однако, широко распространены в этом районе и местами выходят на водоразделы. Если В.А.Васильев (1966) относил глины к „бахмалджилгинскому“ комплексу ( $N_2 - Q_I$ ), то М.М.Пахомов (1969) на основании повторного детального обследования выделил в них 4 горизонта с прослоем морены в верхней части, относящихся к эпохам от  $N_2$  до  $Q_{III}$ . Автор также изучал эту интересную глинистую толщу. По его мнению, остатки древнейших морен и следы экзарации на склонах и водоразделах горного обрамления Салангурской котловины указывают на время формирования глин в период, наступивший вслед за древнейшим оледенением ( $Q_I$ ).

В районе перевалов Койтезек и Кокбай „бахмалджилгинские“

напластования повсеместно перекрыты мореной полупокровного оледенения, которое автором относится к среднечетвертичной эпохе. Здесь обнаружены следы деятельности древнейших глетчеров ( $Q_T$ ) и фрагменты вмещавших их долин. Они говорят о существовании гидросети, перестройка которой произошла до среднеплейстоценового оледенения. Указанные фрагменты долин расположены на водоразделах и с современной гидросетью, в отличие от рассматриваемых среднеплейстоценовых отложений и морен, не связаны.

Итак, „бахмалджилгинские“ отложения Памира, судя по особенностям их залегания, древнее перекрывающих их среднеплейстоценовых морен ( $Q_{II}$ ) и моложе находящихся на водоразделах следов древнейшего оледенения ( $Q_T$ ), т.е. относятся к началу среднечетвертичного этапа формирования рельефа нагорья. Исключительно местный состав слагающих их пород только подкрепляет это заключение. Бурая, серая, желтая окраска, действительно, резко отличается „бахмалджилгинские“ напластования от ярких красноцветных третичных конгломератовых толщ и пепельно-серой перекрывающей морены ( $Q_{II}$ ). Это еще один признак, отнюдь не противоречащий заключению об их формировании в сравнительно теплом первом межледниковье. Слабая степень дислокации „бахмалджилгинского“ комплекса по сравнению с третичными красноцветами и более плотная их цементация, чем среднечетвертичных морен (но меньшая, чем у красноцветов), не препятствуют отнесению их к началу среднеплейстоценового этапа, точнее к предледниковому периоду этого этапа развития природы Памира. Напоминаем, что именно на среднечетвертичный этап приходится наибольшая активизация новейшей тектоники (Чедия, 1972), а „резкие фациальные различия . . . и изменчивость мощностей . . .“ (Васильев, 1966, с.93) как раз и могут свидетельствовать о накоплении рассматриваемых толщ в такой период. На основании сказанного вполне допустимо утверждать, что „бахмалджилгинские“ отложения не являются самыми древними четвертичными образованиями Памира. Автором выделяются предшествующие им по времени образования гляциальные формы рельефа с остатками морен древнейшего оледенения ( $Q_T$ ). С ними приходится связывать нижнюю границу четвертичной системы отложений.

## 2. Свидетельства раннеплейстоценового оледенения

В свете изложенного признаки оледенения, относимые создателями действующей ныне рабочей стратиграфической схемы четвертичных отложений Таджикистана к плиоцену (Чедия, Васильев, 1960; Чедия, Лоскутов, 1965 и др.), логичнее связывать с началом плейстоцена.

Напомним, что в пределах собственно Памира признаки древнейшего, „домаксимального“, оледенения отмечались еще первыми его исследователями (Наливкин, 1932; Дингельштейдт, 1936; Ренгар-

тен, 1935, и др.). Гребень Заалая сложен преимущественно молодыми осадочными породами, а морена, покрывающая часть плоского водораздела между долинами Маркансу и Уйсу, изобилует валунами гранитов. Доставить их сюда мог только глетчар, двигавшийся с юга, с обширных гранитоидных массивов, обрамляющих котловину ныне бессточного оз. Каракуль. Следовательно, сток на север через пространство, ныне занятое водоразделом Заалая, был возможен лишь до образования этого хребта как единого орографического сооружения (Сапов, 1968, 1975; Сидоров, Сапов, 1970), т.е. в начале плейстоцена. Из этого следует также, что водораздел здесь поднялся и перекрыл сток на север после первого оледенения ( $O_I$ ), но до полупокровного ( $O_{II}$ ).

Остатки древнейших морен с серыми гранитными валунами на склонах долины Кокуйбель Н.Л. Корженевский (1926) и К.Н. Паффенгольц (1934) генетически связывали с гранитоидными массивами, обрамляющими юго-восточную часть Каракульской озерной котловины, откуда их могли принести глетчеры. Действительно, серые крупнозернистые валуны на пологих покатостях северного склона Музкола и южного склона хр. Северный Таньмас довольно широко распространены. Последнее обстоятельство не позволяет, по-видимому, считать их принесенными из верховьев р. Кокуйбельсу, как это делают В.В. Лоскутов и А.К. Трофимов (1971) на том лишь основании, что там имеется очень небольшой гранитоидный интрузив. Вряд ли он мог служить источником рассеивания эратических валунов на сколько-нибудь значительном пространстве древней долины. К тому же долина эта первоначально выработана отнюдь не потоком, несущим ныне свои воды из верховьев р. Кокуйбельсу. Происхождение широкого среднего участка долины последней никто из исследователей никогда с современной рекой и не связывал (Корженевский, 1926; Наливкин, 1932; Попов, 1932; Марков, 1936; Забиров, 1955; Васильев, 1966, и т.д.). Ближайшие от Кокуйбеля интрузивы Утрабузский и Южно-Каракульский — находятся на северо-востоке и связаны с рассматриваемым участком широкой пологой поверхностью древнейшей долины. Из этого следует, что обломки гранитов принесены на склоны хребтов над средней частью современной долины Кокуйбель из горного обрамления Каракуля.

Остатки морен с серыми эратическими валунами гранитов каракульского типа находятся выше „бахмалджилгинских“ ( $Q_{II}$ ) отложений и непосредственно их не перекрывают. Это позволяет отнести древнейшие морены к эпохе первого оледенения Памира ( $Q_I$ ).

Помимо моренного поля, расположенного на северной окраине Памира, в его центральной части к признакам древнейшего оледенения В.П. Ренгартен (1935) относил эратические валуны гранитов, лежащие на осадочных коренных породах в долине Аксу-Мургаба на высоте 150–200 м и над урезом воды современной реки. Такие валуны встречены и автором (Сидоров, 1968б; Сидоров, Сапов, 1970) на левом склоне этой долины и в приводораздельной части невысоких хребтов междуречья Аксу-Карасу. Ближайшее моренное поле с

такими валунами находится на дне долины Аксу более чем в 80 км выше по течению — у Тохтамыша. Оно, очевидно, моложе свидетельств древнейшей ледниковой эпохи над Мургабом.

В урочищах Шадпут и Пангазбель гранитными эрратическими валунами усыпаны днища и склоны долин до водоразделов. Кое-где на склонах хребтов вплоть до пригребневой части сохранились следы экзарации древних глетчеров. Происхождение валунов в данном случае как будто бы очевидно, так как почти все горные массивы этого района сложены гранитоидами. Вполне вероятно, что валуны на водоразделах и днищах долин соответствуют моренам различных генераций, но их петрографическая идентичность не позволяет судить об этом. Предварительно очень древними следует признать следы оледенения в приводораздельной части массива Бельальмакры, прежде всего на склонах восточной ориентации, возвышающихся над широким плато вблизи перевалов Пангаз и Ходжабель в Сарыкольском хребте. Не исключена возможность генетических связей размытых ледниковых отложений платообразного пространства, имеющего продолжение на частных водоразделах между долинами Тузакчи, Каинды, Кульма, с массивом Музтагата, доминирующим над всем этим районом.

В 1961 г. в верховьях Аксу автор впервые обнаружил признаки мощного древнейшего оледенения, а именно: эрратические гранитные валуны в приводораздельной части известняковых массивов Акташ и Аюджолу на отметках до 4800 м абс. высоты (т.е. на 900 м выше днища современных долин) и выше; пологие седловины на гребнях, выработанные глетчерами, заполнявшими древние долины; в период древнейшего оледенения многим вершинам Юго-Восточного Памира была придана форма карлингов (Рейман, Сидоров, 1962).

Гранитные валуны и галька на известняках триаса и юры, которыми сложены Акташ и Аюджолу, характерны как для остатков древнейшей морены ( $Q_I$ ) в приводораздельной части склонов, так и для находящихся ниже следов среднеплейстоценового глетчера. Перемытые морены последнего, изобилующие валунами тех же гранитов, представлены и у русла современной реки. Интрузии, с которыми могло быть связано происхождение эрратических валунов Юго-Восточного Памира, находятся, по мнению А.М. Месхи (1964), в верховьях Беика и южнее, на территории Афганистана, откуда двигался основной ледовый поток (Рейман, Сидоров, 1962). В верховьях Беика интрузия сравнительно невелика, а граниты рассеяны льдами на обширной территории, в том числе и далеко вверх по основной долине. Поэтому предположение о нахождении областей питания древнейшего ( $Q_I$ ) и полупокровного ( $Q_{II}$ ) оледенений в обрамляющих истоки Аксу отрогах Каракорума представляется более вероятным.

Изложенное позволяет теперь уже с большим на то основанием говорить о молодости отложений „бахмалджилгинского“ комплекса, установленных В.А. Васильевым (1966) в устьевых частях долин Шинды и Акджилга, что находятся у подножия известняковых массивов Акташ и Аюджолу, несущих высоко на склонах следы древней-

шего оледенения ( $Q_I$ ). Эти отложения перекрыты здесь мореной второго оледенения ( $Q_{II}$ ), оставившего отчетливые следы экзарации и морены ниже свидетельств первой ледниковой эпохи.

В роли одного из основных сохранившихся свидетельств раннеплейстоценового оледенения нагорья выступают долинныя перевалы. Автор неоднократно наблюдал при крупномасштабном геоботаническом картировании эти оригинальные по форме перевалы (Сидоров, 1961). Затем на них обратил внимание О.П.Сапов (1964). Поэтому позднее их усилия в деле познания палеогеографической сущности данных интересных форм рельефа объединились (Сидоров, Сапов, 1965, с.525; Сапов, Сидоров, 1972, с.298). Поскольку это понятие и термин предложены недавно, они требуют пояснения.

Долинные перевалы — это остатки древних долин, небольшие участки которых в результате тектонических поднятий оказались ныне на гребнях хребтов и, как всякие перевалы, пересекают последние. По генезису они отличаются от долинных водоразделов, образовавшихся при перехватах и представляющих собой по существу мертвые участки долин, тесно связанные с современным планом гидросети.

Образование долинных перевалов может быть обусловлено поднятием хребта по разлому, секущему древнюю долину (например, в Заалайском хребте по Северопамирскому краевому разлому — Сапов, 1969), или сводовым либо блоковым поднятием (долинные перевалы Прикаракульского района, Рушанского, Южно-Аличурского хребтов и большая их часть на Юго-Восточном Памире). Существуют разнообразные способы распознавания долинных перевалов. Их бесспорный признак — наличие продуктов долинного переноса. На Памире это прежде всего гранитные эвратические валуны, сохранившиеся на водоразделах, сложенных породами осадочного происхождения, а в отдельных случаях — и размытая морена, сопровождающая трог хорошей сохранности.

Долинные перевалы отличаются особенно хорошей выраженностью в тех районах, которые не испытали резких поднятий, а значит, и последующих врезов. Такие встречаются в отдельных районах Юго-Восточного Памира. Для сохранения долинных перевалов в современном рельефе необходимы вполне определенные условия, весьма отличные от тех, при которых возникали долинныя водоразделы. Последние в горах часто формируются и на фоне тектонических поднятий. Долинные же перевалы, своим возникновением обязанные весьма активной тектонике, способны сохраниться лишь при незначительной энергии глубинной эрозии. При высоких ее скоростях, обычных для полноводных горных рек, те же поднятия вызывают образование антецедентных долин, а при интенсивных локальных поднятиях — долин прорыва, широко распространенных в перегляциальных областях горных сооружений (Костенко, 1970, и мн. др.).

Сказанное позволяет наметить основные направления и характер смен природных условий в пределах нагорья, способствовавших формированию долинных перевалов. Особенности смен климатических условий, вызванные общепланетарными причинами и достаточно быст-

рыми восходящими движениями, способствовали распространению мощных оледенений по всей территории Памира как в начале, так и в середине квартера. За ними последовала интенсивная аридизация в позднем плейстоцене и голоцене (Сидоров, 1963; Сидоров, Потапов, 1965; Сидоров, Салов, 1970). Незначительная скорость глубинной эрозии, которая была присуща среднечетвертичным ледниковым потокам нагорья, создала благоприятные условия для сохранения участков древнейших троговых долин, поднятых вслед за первым оледенением ( $Q_{I}$ ) новейшей тектоникой выше уровня раннечетвертичной поверхности выравнивания. Сохранению долинных перевалов способствовало и то обстоятельство, что среднечетвертичный этап развития природы Памира отличался большими скоростями поднятий (Чедия, Трофимов, 1962; Чедия, Лоскутов, 1965), происходившими в длительном межледниковье, и интенсивным врезом рек перед оледенением, направившим сток по новым руслам. Их направление унаследовали и глетчеры завершившего данный этап полупокровного оледенения ( $Q_{II}$ ). Оно уничтожило следы предыдущей ледниковой эпохи ( $Q_{I}$ ), не затронув отдельные приводораздельные участки, куда были подняты остатки древнейших трогов. Последующая аридизация и ослабление водной эрозии способствовали сохранению долинных перевалов иногда в первозданном виде.

Долинные перевалы свидетельствуют о существенной перестройке общего плана гидросети и смене областей питания водных и ледниковых потоков. Широкое распространение их по всей территории Памирского нагорья и специфические условия залегания на гребнях водоразделов позволяют говорить о коренной перестройке орографии, имевшей место после первого и до второго оледенения, т.е. в первом межледниковье.

Время формирования некоторых трогов, преобразованных затем в долинные перевалы, может быть дополнительно подтверждено с помощью косвенных признаков. Сохранившиеся там остатки древних морен, кроме стратиграфического положения и петрографического состава заключенного в них каменного материала, нередко указывающего на принос его древнейшими глетчерами ( $Q_{I}$ ) из динь областей питания, чем это имело место в последующие ледниковые эпохи значительно отличаются от третичных красноцветов слабой цементацией и общим серым цветом, характерным для всех четвертичных отложений. От более поздних плейстоценовых образований эти морены отличаются расположением в приводораздельных частях гребней и склонов хребтов и сравнительно плохой сохранностью.

Есть еще один существенный признак, исключая предположение о более молодом возрасте ряда долинных перевалов. Во многих пунктах Памирского нагорья с ними пространственно связаны дислоцированные красноцветные третичные конгломераты: например, в верховьях р. Кызырабат, в Рангульском районе, в долине р. Кызылбелес и т.д. В некоторых случаях такого рода сочетания третичных толщ с древнейшими троговыми как бы сопровождают раннечетвертичные долины и в тех местах, где фрагменты последних выходят на сов-

ременные водоразделы, обрамляют долинныя перевалы. Указанное обстоятельство позволяет сделать допущение о сохранении общего плана гидросети Памира с третичного времени до конца раннего плейстоцена. Отмирание же третичных долин и образование долинных перевалов — результат увеличения скорости новейших движений в среднем квартере. Активизация же новейшей тектоники в среднем плейстоцене неоднократно фиксировалась и по ряду других признаков (Чедия, Лоскутов, 1965; Васильев, 1966).

Все сказанное в данном разделе относится к древнейшим долинным перевалам, сформировавшимся в первом межледниковье. Таких перевалов сохранилось не так уж много (26)<sup>1</sup>, они подвергались наибольшей переработке денудацией и нередко распознаются при помощи целого комплекса прямых и косвенных признаков.

Возраст древних морен за пределами нагорья на плато Тупчак у подножия хребта Петра I определялся до сих пор как раннечетвертичный, а их происхождение связывалось с деятельностью глетчера, имевшего те же области питания, что и древний ледник Муксу (Чедия, Васильев, 1960). На этом основании обширные моренные полячуры у подножия Заалайского хребта также относились к этапу Q<sub>I</sub> (Чедия, 1971; Лоскутов, Трофимов, 1971).

Понятно, что указание на отсутствие в начале плейстоцена (Q<sub>I</sub>) Заалая, хотя оно и бесспорно, не может быть единственным основанием для пересмотра времени образования чукуров и отнесения их к среднечетвертичной эпохе. Тем не менее доказать справедливость такой датировки можно с помощью следующей совокупности фактов: 1) чукуры сложены породами Заалайского хребта и генетически отчетливо связаны с деятельностью древних глетчеров, имевших области питания в обширных цирках у его гребня (Сидоров, Сапов, 1970); 2) более древние флювиогляциальные отложения с обнаруженными в них валунами гранитов каракульского типа формируют шлейф вдоль северного склона Заалая, а на этих отложениях залегают чукуры (Сапов, 1969; Сидоров, Сапов, 1970); более того, над чукурами (Q<sub>II</sub>) и ниже плиоценовых конгломератов на северном склоне Заалая О.П. Саповым (1969б, 1975) зафиксирована древнейшая морена (Q<sub>I</sub>); 3) самые молодые плейстоценовые морены (Q<sub>III 1-2</sub>) вложе-

ны или наложены на чукуры (Гвоздецкий, 1957; Сидоров, 1956; Сидоров, Сапов, 1970) и генетически связаны с карами последнего оледенения, выработанными внутри древних цирков; они непосредственно переходят в голоценовые морены, фиксирующие осцилляции отступающих глетчеров последней стадии позднеплейстоценового оледенения (Q<sub>III 2</sub>).

1 Автор приводит на схеме (рис. 1) лишь незначительную (26) часть древнейших долинных перевалов, которых действительно сохранилось на Памире не так уж много. Однако всего их известно не менее 100.

На плато Тупчак автором и О.П.Саповым установлены те же взаимоотношения молодых морен ( $Q_{III\ 1-2}$ ) с более древними средне-четвертичными. Один из основных доводов в пользу переноса моренного материала на плато из бассейна ледника Федченко по долине пра-Муксу — наличие валунов палеозойских пород (Чедия, Васильев, 1960) — отпадает как доказательство большой древности, так как гребень хребта Петра I в области питания ряда ледников, как стало известно после недавнего завершения крупномасштабного геологического картирования, сложен палеозоем (ледники Петра I — Р-С, Музгазы и Шагазы — Р и т.д.). В древних и молодых моренах ледника Барольмас, в области питания которого представлены меловые отложения, признаков палеозойских пород ни автором, ни О.П.Саповым обнаружено не было. Здесь между древним ( $Q_{II}$ ) и вложенным в него молодым ( $Q_{III}$ ) моренным комплексом, непосредственно переходящим в морены голоцена ( $Q_{1Y}$ ), наблюдаются те же взаимоотношения, что и между соответствующими образованиями северного склона Заалая (например, у ледников Ленина, Ачиксу, Курумды и др.). Поэтому и плато Тупчак и всю верхнюю часть долины Суркоба автор считает древним продолжением Алайской долины.

На озерном плато южного склона Шахдаринского хребта отчетливо выражены в рельефе размытые древнейшие морены ( $Q_I$ ). Они распространены на большой площади от оз. Турумтайкуль до Рошткальинских высот и представляют собой светло-серые, иногда с палевым оттенком пологие холмы, Эрратические валуны гранитов и галька, содержащиеся в моренах, чужды коренным породам, на которых они залегают. Расположены остатки древнейших морен ( $Q_I$ ) на частных водоразделах над верхними и средними частями современных долин-трогов правых притоков Шахдары, врезанных в поверхность плато. Оно, вероятно, представляет собой днище древней третичной и раннечетвертичной долин.

Поскольку свидетельства раннеплейстоценового оледенения — морены на южном склоне и шлейф неоген-раннеплейстоценовых конгломератов у подножия северного склона Заалайского хребта — генетически связаны с гранитоидными интрузиями Каракуля, автор предлагает называть древнейшее оледенение, глетчеры которого перемещали обломки гранитов с Северного Памира в Алайскую долину, каракульским.

### 3. Реконструкция древнейшей гидросети

Отдельные случаи изменения путей стока в некоторых районах Памира и на прилегающих к нему территориях описаны в ранее опубликованной литературе. Такое изменение отмечено, например, в меридиональном отрезке долины Верхнего Пянджа (Чедия, Лоскутов, 1965, и др.), долине Муксу (Чедия, Васильев, 1960), на территории Заалайского хребта (Сапов, 1968, 1969; Сидоров, Сапов, 1970). Анализ размещения долинных перевалов (рис. 1) дал веские

основания для вывода о коренной перестройке рельефа на всей территории Памирского нагорья. Впервые предположение о ее вероятности было высказано гораздо раньше – при обсуждении вопроса о почти полном уничтожении древнейшими глетчерами поверхности выравнивания, существовавшей здесь до плейстоцена (Рейман, Сидоров, 1962). Рельеф Памира было принято считать „реликтовым“, унаследованным с неогена и „законсервированным“ ледниками в плейстоцене (Чедия, Лоскутов, 1965; Васильев, 1966, и др.), но, как показано выше, это справедливо лишь отчасти и, уж во всяком случае, не повсеместно.

Наличие на гребне Заалая долинных перевалов свидетельствует о существовании стока льда и талых вод с Северного Памира в Алайскую долину. Крупная долина функционировала в районе перевала Кызыларт, вблизи которого сохранилась древнейшая морена ( $Q_I$ ), содержащая валуны каракульских гранитов, принесенных с юга. На это указывает и присутствие аналогичных валунов в подсклоновом конгломератовом шлейфе у северного подножия Заалая. Фрагменты древней долины прослеживаются восточнее пика Ленина. К ним приурочены текущий на север от пика Фрунзе ледник Северный Танымас и ледник Большой Саукдара, сползающий с гребня Заалая на юг. На северном склоне этого хребта пра-долина находит свое продолжение в ориентированном строго с юга на север участке русла р.Ачикташ, берущей начало от ледника Ленина. Менее отчетливые признаки древнейшей субмеридионально ориентированной долины можно проследить на участке от р.Карачим к леднику Октябрьскому и гребню Заалая (Сапов, 1969).

Долину Алтындары издавна именуют сквозной (Марков, 1936). Перевал Терсагар, в свете обсуждаемой перестройки гидросети, вполне допустимо считать долинным перевалом, иначе говоря – остатком долины, бывшей ложем глетчера каракульской эпохи оледенения ( $Q_I$ ), стекавшего из области питания ледника Федченко прямо на север, в Алайскую долину. Позднее, после поднятия в первом межледниковье Заалая, ставший долинным перевал Терсагар и долина Алтындары испытали еще две эпохи оледенения (Мушкетов, 1918; Nöt, 1932; Марков, 1936; Гвоздецкий, 1957, и др.), глетчеры которых в значительной степени стерли следы древнейшего ледниковья. К.К.Марков (1937) указывал на возможность стока льда из бассейна ледника Федченко через перевал Терсагар в эпоху последнего оледенения.

О.П.Саповым (1969) подмечена еще одна особенность строения Заалайского хребта – четкое совпадение линий продольного профиля и водораздела в плане (рис. 3). При сопоставлении этих линий мож-

---

<sup>2</sup> Продольный профиль – проекция гребня на вертикальную плоскость, параллельную общему простиранию хребта.

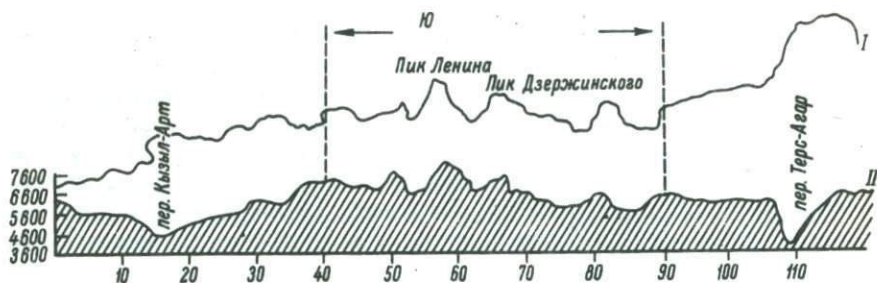


Рис. 3. Сопоставление линий продольного профиля (II) и водораздела в плане (I) Заалайского хребта. Рисунок О.П.Сапова.

но видеть, что на участке между перевалами Терсагар и Кызыларт каждой седловине водораздела соответствует изгиб в плане. Эрозионно-нивальные процессы, естественно, наложили свой отпечаток на гребень хребта за время от среднего плейстоцена до современности, но совпадение обеих линий весьма очевидно, а в отдельных случаях улавливаются элементы строения древнейших долин-трогов. Уже сам факт совпадения данных линий при наличии перевалов, выдвинутых навстречу регрессивной эрозии, может служить достаточно веским свидетельством в пользу существования поперечных к Заалайскому хребту долин и их последующие угловые деформации<sup>3</sup>, сопровождавшие восходящие движения, настолько интенсивные, что скорость поднятия намного превышала скорость вреза регрессивной эрозии.

Следовательно, можно обоснованно утверждать, что в третичное и раннечетвертичное время сток с Памира по меридионально ориентированным долинам был направлен в Алайскую долину. Последняя является древнейшей широко направленной зоной аккумуляции.

Признание этого факта заставляет пересмотреть утверждение о неоген-раннечетвертичном возрасте субширотно протянувшейся Маркансуйской долины и зоны аккумуляции, к которым приурочены „бахмалджилгинские“ отложения (Васильев, 1966; Чедия, 1971, и др.). Очевидно, продольные долины Уйсу и Маркансу с общим направлением стока на восток оформились позднее. А коль скоро эти отложения генетически связаны с зоной аккумуляции, становление которой произошло после первого каракульского оледенения ( $Q_I$ ), то их возраст, разумеется, должен соответствовать ей. Это, по мнению автора, лишний раз подкрепляет положение, справедливость которого он пытался доказать в первом разделе главы, а именно: „бахмалджилгинский“ комплекс сформировался в первом межледниковье.

<sup>3</sup> Под угловыми деформациями О.П.Сапов (1969) предлагает понимать изменение первоначального положения днищ долин, вызванное их поворотом на некоторый угол при тектонических поднятиях.

Приходится подвергнуть ревизии и ряд других предлагаемых создателями рабочей стратиграфической шкалы палеогеографических представлений о районе стратотипических моренных комплексов в урочище Ляхш и плато Тупчак, расположенных вблизи слияния Кызылсу и Муксу. Если моренный комплекс первого бесспорно связан своим происхождением с бассейном Муксу (Мушкетов, 1918; Ficker, 1933; Марков, 1937, и мн. др.), то о втором, как уже отмечалось, судят различно. О.К.Чедия и В.А.Васильев (1960) считают плейстоценовые морены Тупчака производными древнейшего Муксуйского ледника. На протяжении всей истории изучения данного района большинство исследователей, отмечавших грандиозные масштабы предшествовавшего последнему оледенения бассейна Муксу, не связывало его конечные морены с плато Тупчак (Наливкин, 1916; Klebelsberg, 1922; Аверин, 1933; Вальтер, Москвин, 1933; Марков, 1936; Забиров, 1955; Крейтер, 1962).

Автор сопоставляет гляциальные образования последнего с аналогичными по происхождению, сложенными сугобо местным материалом среднеплейстоценовыми чукурами, широко распространенными у подножия Заалая в Алайской долине, нижней частью которой и являлось в свое время (до  $Q_{II}$ ) плато Тупчак. Сейчас, судя по отнесению морен плато и чукуров к одному периоду, такую аналогию признают справедливой и сторонники связи ледниковых отложений Тупчака с пра-Муксу (Лоскутов, Трофимов, 1971; Чедия, 1971); однако время формирования древних моренных комплексов автор связывает со средним, а не ранним плейстоценом, как считают О.К.Чедия и В.А.Васильев (1960). Указанные исследователи, как и все остальные, фиксируют в долине Муксу два трога. Более молодой, без отступления от общепринятых установок, увязывают с Ляхшскими моренами, лежащими на красноцветном аллювии Кызылсу. Оставляя пока в стороне разногласия в толковании его возраста, обратимся к вопросам, связанным с поисками гляциальных отложений, отвечающих древним трогам бассейна Муксу. Первые исследователи пытались обнаружить их ниже Ляхша, в долине Сурхоба. Об этом говорится в статье К.К.Маркова (1937), который считает, что следы древнейшей морены, упоминавшиеся Р.Клебельсбергом (1922), весьма сомнительны. О.К.Чедия (1971), В.В.Лоскутов и А.К.Трофимов (1971) локализируют гляциальные образования, связанные своим происхождением с древним трогом, на плато Тупчак.

Выше показано, что взаимоотношения древних морен этого плато с вложенными и наложенными на них молодыми моренами последнего плейстоценового оледенения ( $Q_{III}$ ) полностью соответствуют таковым в Алайской долине, где обнаружены бесспорные свидетельства еще одного каракульского оледенения ( $Q_I$ ), и это послужило основанием для отнесения древних гляциальных комплексов Тупчака к среднеплейстоценовой эпохе. Все они представляют собой продукт деятельности местных ледников подножия (Забиров, 1955, и мн. др.) и с выносом из долины Муксу не связаны.

Фрагменты древней долины Кызылысу находятся на западной оконечности Заалайского хребта (между долиной Гулома и урочищем Ляхш). До этих плоских поверхностей от урочища Ляхш проложены дороги и туда ходят автомашины местного совхоза. Поверхности эти вполне сопоставимы по уровню и происхождению с плато Тупчак, которое, на взгляд автора, с молодой долиной прорыва Муксу генетически не связано. Указанные поверхности и плато, по-видимому, остатки существовавшей в раннечетвертичное время и ранее долины пра-Алая.

На Северном Памире можно указать остатки еще двух древнейших долин. Это, в частности, долинный перевал Караарт в Сарыкольском хребте. В свое время К.Н.Паффенгольц (1934) указывал, что на нем лежит морена, изобилующая палеозойскими гранитными валунами. Автору пришлось в этом убедиться лично. Хребет на участке, прилегающем к перевалу, сложен карбовыми морскими отложениями. Следовательно, раннечетвертичная морена могла быть доставлена на современный перевал только по древнейшей долине, пересекавшей пространство, ныне занятое водоразделом Сарыкола. Последнего, очевидно, тогда еще не существовало.

Все подножие северного склона Музкола над левобережьем Кокуйбельсу было дном древней долины, связанной с юго-восточной частью Каракульской котловины. О значительном пространстве, на котором здесь рассеяны эратические гранитные валуны, упоминалось выше. Плоское пространство у оз. Карабулак и в верховьях р.Северный Казанкуль - вероятно, наиболее сохранившийся фрагмент дна древнейшей долины.

Приведенные два примера реконструкции древнейшей гидросети позволяют поставить вопрос: существовала ли в начале плейстоцена бессточная котловина оз. Каракуль в близких к современным очертаниях? Наибольшая глубина озера в 230 м при размахе новейших движений, достигавших 2000 м и более, не может быть показателем древности заложения его котловины. Существование из нее стока одновременно и на север и на юго-запад допустить невозможно. Приходится думать, что единого озерного бассейна в Каракульской котловине в эпоху каракульского оледенения (Q<sub>1</sub>) еще не было.

Через плоский участок Сарыкольского хребта в районе перевалов Пангаз, Ходжабель и Кульма, по-видимому, осуществлялся сток льда с массива Музтагата. В горном обрамлении Кошагыльской котловины, дренируемой Аксу, имеются фрагменты высоких древнейших террас в урочищах Сарыкыр (Баранов, 1934) и Ранг, которые свидетельствуют о наличии в прошлом стока со стороны Музтагата.

Нахождение отдельных валунов в междуречье Аксу-Мургаба и Карасу указывает на их связь с древней долиной, фрагменты которой прослеживаются от урочища Кошагыл, через долины Карабелес и Кутал, над устьем Карасу и современной долиной Мургаба. Признаки древней долины над Мургабом отмечены и В.А.Васильевым (1966), но он локализует ее верховья в районе Кастанатджилги.

Однако гранитов там нет, и, судя по их петрографическим особенностям, попасть в междуречье Карасу и Аксу они могли только из бассейна последней. Это легко установить и по геологической карте Атласа Таджикской ССР (1968).

Справедливо указание на сток пра-Аличура в Шахдару через пространство, занятое ныне перевалами Кокбай (Васильев, 1966) и Койтезек. На самих перевалах остатки древнейших морен ( $Q_I$ ) сохранились плохо, так как они находились в области питания глетчеров в последующие эпохи оледенений. Однако на генетически единой с ними поверхности озерного плато южного склона Шахдаринского хребта они, как отмечено выше, представлены довольно отчетливо и на большой площади. Это указывает на возможность приноса их субстрата в раннем плейстоцене с востока — из бассейна Аличура. Косвенно подкрепляют такое предположение геоморфологические особенности верховьев Гунта от Яшилькуля до слияния с Токузбулаком и строение трога последнего. Обе долины довольно молоды, и в них лежат только молодые морены. Они, во всяком случае, моложе хорошо сохранившихся обширных участков древнейшей долины Шахдары. В плоскую поверхность ее днища врезан огромный среднечетвертичный трог Джаушангоза и более молодые трогги его притоков. Автор полагает, что долины Токузбулака и верхнего Гунта вполне сопоставимы по времени образования с долиной Джаушангоза.

Аналогичен генезис долины р.Памир на участке от Харгуша до слияния с Вахандарьей. Это сравнительно молодое образование. Древнейшая долина протягивалась от Зоркульской озерной котловины через пространство, где ныне размещаются перевал и оз.Рачив, и далее на запад севернее пиков Ф.Энгельса и К.Маркса к долине пра-Шахдары. Здесь весьма отчетливо выражены фрагменты древней поверхности выравнивания, в которой была выработана рассматриваемая пра-долина. Она взломана новейшими поднятиями и ее расчленяют на отдельные останцы молодые реки, прорезавшие себе в нижнем течении узкие ущелья (Сидоров, 1961). Наиболее высоко взброшены и подвергались наибольшему угловым деформациям останцы пенеплена у названных пиков.

#### 4. К палеогеографии раннего плейстоцена

Основное содержание раннечетвертичного этапа развития природы Памира, в предлагаемой автором трактовке, — мощное оледенение. Факты, обсуждаемые в этой главе, позволяют судить о направлении стока по основным древнейшим долинам нагорья и дают общее представление о размерах первого каракульского оледенения.

Древнейшие глетчеры, стекавшие из Каракульской котловины в Алай и заполнявшие всю пра-долину Аксу до устья Карасу, позже не имели себе равных по длине. Из-за коренной перестройки рельефа в начале среднечетвертичного этапа нельзя оконтурить их области

питания и определить покрытую в каракульскую эпоху оледенения ( $Q_I$ ) льдом и фирном площадь. Однако без риска допустить большую ошибку можно утверждать, что первая ледниковая эпоха в пределах нагорья мало уступала по размаху второму полупокровному оледенению. Веским основанием для такого предположения служит значительная протяженность глетчеров каракульской ледниковой эпохи, которой должны были соответствовать достаточно обширные области питания.

По отношению к древним ледникам Памира и примыкающих областей мысль эта не нова. В свое время В.Фикер, опираясь на данное весьма логичное при достаточно больших масштабах оледенения положение, зная мощность древнего Муксуйского глетчера, площадь питания и используя формулу М.Лагалли, предпринял попытку математическим путем определить его возможную длину в максимальную фазу. Критически анализируя эти расчеты, К.К.Марков (1937) нашёл в них ошибки, но не поставил под сомнение самую идею зависимости между длиной древних глетчеров, мощностью льда и площадью их областей питания. Заметим попутно, что упомянутые исследователи оперировали данными о более молодых ледниках, следы деятельности которых сохранились много лучше признаков рассматриваемой древнейшей каракульской ледниковой эпохи ( $Q_I$ ).

Принимая в общей форме за отправное положение о соответствии глетчерам большой длины достаточно обширных областей питания, приходим к необходимости признания значительной площади оледенения первой ледниковой эпохи Памира. Такому предположению противоречит, казалось бы, наименьший гипсометрический уровень последнего в раннем плейстоцене по сравнению с последующими этапами развития. Однако в конце плейстоцена, когда нагорье достигло наибольших высот, оледенение было наименьшим, а в голоцене оно сильно деградировало, несмотря на продолжающееся поднятие. Отсюда не следует, конечно, вывод о полном отрицании зависимости масштабов оледенений гор от их высот.

Памирское нагорье, как отмечалось ранее, поднималось со среднего квартала ( $Q_{II}$ ) в обрамлении хребтов, перехватывавших к настоящему времени почти все атмосферные осадки, поступавшие сюда до этого. „Памир просто-напросто высох“, — указывал Ю.А.Скворцов (1938, с.39). Периферические горные сооружения Высокой Азии, внутренней частью которой является ныне Памир, обращенные к Индийскому и Атлантическому океанам получают и всегда получали несравненно больше влаги. До нагорья могло доходить достаточное для образования значительного оледенения количество осадков только при меньшей экранизации, изоляции его окружающими поднятиями от океанов. Очевидно, в раннем плейстоцене могли существовать такие условия (Сидоров, 1968 б; Сидоров, Сапов, 1970).

Абсолютные высоты Памира в плиоцене достигали, по мнению О.К.Чедия и В.В.Лоскутова (1965), более 3000 м и до 4-5 км. В раннечетвертичную эпоху значительного изменения высот, как указывают эти исследователи, не произошло. Они считают, что пер-

вое оледенение относится к плиоцену и вызвано поднятиями.

Соотношениям тектонического и климатического факторов в истории древнего оледенения Памира и Гиссаро-Алая посвящена интересная статья А.К.Трофимова (1970). Он оперирует несколько меньшими высотами для эпохи „неогенового“ оледенения нагорья — 2500–3000 м. „Максимальной высоты (3500–4500 м) достигали хребты Академии Наук и Заалайский — древнейшие центры оледенения Памира“ (1970, с.186).

Приходится констатировать другое — Заалай в неогене не существовало как единого хребта, и центром оледенения он стал только после воздымания, имевшего место гораздо позже (в  $Q_{II}$  и  $Q_{III}$  — Сидоров, Сапов, 1970). Это подтверждается особенностями петрографического состава и размещения на его склонах фрагментов морен каракульского оледенения ( $Q_I$ ). Такая интерпретация событий раннего плейстоцена подкрепляется и данными К.М.Мирзаева (1959). Он сообщает, что в районе Иркештама морены предпоследнего оледенения ( $Q_{II}$ ) налегают на древние конгломераты ( $Q_I$ ), которые несогласно подстилаются еще более древними верхнеогеновыми речными отложениями.

Закономерности разрастания горных сооружений, в том числе и Памира, рассмотрены в монографии Н.П.Костенко (1970). В ней убедительно показано, что сильно расчлененные эрозией хребты, обрамляющие неогеновое ядро нагорья, моложе его. Субмеридиональные поднятия, судя по среднечетвертичному возрасту водоразделов Кохилала и Сарыкола, также воздымались позднее раннеплейстоценового этапа. Следовательно, утверждение о том, что хр. Академии Наук в неогене достигал высоты 3.5–4.5 км, может оказаться не вполне соответствующим действительности. Учитывая молодость горного обрамления Памирского нагорья, „обогнавшего“ последнее в ходе воздымания только после первого каракульского оледенения, представления о поднятиях периферических хребтов до наибольших высот в раннем плейстоцене и, тем более, в плиоцене приходится пересмотреть.

Приведенные указания о высоте Памира в неогене основаны на принятии за аксиому прямой пропорциональной зависимости эрозионных врезов от поднятий (Лоскутов, 1969; Агаханянц и др., 1964; Трофимов, 1970, и т.д.) и соответствия мощности моласс в предгорных прогибах высоте их горного обрамления (Чедия, Трофимов, 1962; Чедия, 1971, и мн. др.). Справедливость и первого и второго положения отрицать полностью нельзя. Эти постулаты, вероятно, можно использовать без риска допустить большие ошибки при оценке поднятий небольшой амплитуды в пределах платформ и средневысотных гор (Билибин, 1956; Панов, 1964, и др.). Однако о возрасте и высоте отдельных хребтов Памира и его окружения в различные эпохи плейстоцена, опираясь только на положения, применимые в условиях небольших гипсометрических уровней, судить, как видно, преждевременно.

Попробуем продолжить, исходя из сказанного, рассмотрение вопроса о возможном высотном положении Памира в эпоху каракульского оледенения ( $Q_1$ ), опираясь на аналогии с существующими ныне природными условиями в других горных странах. Наименьший уровень современной снеговой линии на широтах, в которых расположен рассматриваемый регион, а они соответствуют северной части субтропического пояса ( $37-39^\circ$  с.ш.), - 1800-2000 м абс. высоты, - наблюдается в Андах (на  $39-40^\circ$  ю.ш. - Лукашова, 1958) и 1700-2000 м - на северном острове Новой Зеландии (конус вулкана Руапеху - Калесник, 1963).

Основываясь только на этом, нельзя прийти к безоговорочному заключению о высоте снеговой границы на Памире в раннеплейстоценовую эпоху, так как нужно учесть еще ряд обстоятельств. А.К.Трофимов (1970) считает понижение температуры главным фактором, определявшим развитие древних оледенений Памира и соседних областей. Если каракульский ледниковый этап ( $Q_1$ ) был хотя бы немного холоднее современного, то снеговая линия могла находиться ниже, и тогда аналогии нужно искать в горах более высоких широт. В Патаногских Андах южнее  $40^\circ$  ю.ш. снеговая граница находится на уровне 1400-1500 м, а концы ледников достигают отметок 700-800 м (Лукашова, 1958), местами даже 100-285 м (Калесник, 1963). На южном острове Новой Зеландии на  $43-45^\circ$  ю.ш. снеговая линия выше - 1850-2100 м, но концы крупных ледников спускаются до 720 (ледник Тасмана) и 215 м (ледник Франца Иосифа - Калесник, 1963). Следовательно, сугубо ориентировочно можно принять среднюю высоту Памирского нагорья в раннеплейстоценовую эпоху не более 2000-2500 м, этого достаточно для формирования мощного оледенения.

На основании анализа масштабов каракульского оледенения представляется, что в тот период увлажнение Памира было не меньшим, чем современное в упомянутых выше районах Анд и Новой Зеландии, где оно достигает соответственно величин 2000-2500 и 2000-5000 мм/год. Это, в свою очередь, можно представить реально происходившим только при отсутствии горного обрамления нагорья и свободного доступа к нему воздушных масс с северо-запада, запада и юга (Сидоров, 1968; Сидоров, Сапов, 1970). Вполне возможно, что на юге акватория Аравийского моря была ближе к древнему Памиру, так как существовал еще залив, позднее заполненный отложениями Инда. Поэтому атмосферное увлажнение нагорья было не меньшим 2000-2500 мм/год.

В этих условиях на перигляциальных территориях у подножия Памира могли произрастать леса. В раннеплейстоценовую эпоху ледники могли спускаться в леса, как это нередко наблюдается в избыточно увлажняемых горных районах в настоящее время.

Непрерывное существование на территории нагорья наземной растительности в соответствующих условиях среды прослеживается с мезозоя. Отпечатки археогониаев триаса в углистых сланцах Бердыша и Западного Пшарта говорят о наличии на месте Северного

Памира суши, омывавшейся теплым морем, на побережье которой произрастали влажные леса. Подобный режим сохраняется и в юре. В это время угленакпление происходит юго-западнее, в Куртеке. А.Н.Криштофович (1946) указывает на сохранение на Памире кордаитов до юры в качестве „последних могикан“ для территории Евразии и отмечает широкое распространение здесь и в соседних областях саговниковых и хвойных. Возможность унаследованности кайнозойских природных комплексов, в частности теплолюбивой растительности приморского Памира тех времен, от мезозойской эпохи не вызывает сомнений.

К плиоцену относится начало формирования на Памире горной, прежде всего лесной, флоры и растительности. Существование здесь лесов представляется вполне естественным, так как на западе и юге простирались обширные моря, и значительных горных преград на пути воздушных масс, несших с них влагу, не существовало. Вместе с тем в локальных, укрытых от влияния морского воздуха горных местообитаниях могли, вероятно, произрастать исходные формы ксерофитов (Сидоров, 1965 б; Сидоров, Потапов, 1965).

Следы деятельности раннеплейстоценовых глетчеров немногочисленны, но весьма красноречивы. Сопоставление главных из них — остатков трогов и морен — с континентальными отложениями Таджикской депрессии, где их биостратиграфия разработана довольно хорошо, затруднено и рискованно. Основные трудности таких сопоставлений заключаются в невозможности учесть в настоящее время результаты всех проявлений новейшей тектоники, обусловившей коренную перестройку орографии и путей стока.

Многолетние наблюдения позволяют считать следствием весьма активных новейших движений отсутствие в долинах Бадахшана и в особенности Пянджа ясно выраженных реперных уровней. Многочисленные небольшие по протяженности и расположенные на различной высоте над тальвегом рек фрагменты террас и эрозионные уступы не дают никаких оснований для корреляции их с отложениями Таджикской депрессии. В этом автор настоящего труда принципиально расходится с создателями принятой схемы стратиграфии четвертичных отложений Таджикистана (Чедия, Лоскутов, 1965; Васильев, 1966; Чедия, 1971, и др.). Поэтому имеет смысл дополнить сведения о геоморфологии долины основной водной артерии, связывающей Памир и Бадахшан с Таджикской депрессией.

Русло Пянджа в разное время перекрывалось многочисленными завалами. Образно говоря, в долине не осталось ни одного „живого места“, не подвергавшегося в квартере завалам, особенно в районе сближения горных сооружений Дарваза и Сафедхирса. При этом нередко образовывались временные подпрудные озера, остатки отложений которых хорошо сохранились во многих местах субмеридионального отрезка долины Пянджа от Ишкашима до Калайхумба, что отмечалось в свое время Д.В.Наливкиным (1956). Отложения эти достигали большой мощности — от десятков до первых сотен метров. Они характеризуют лишь краткие эпизоды в истории

формирования данной долины, становление которой происходило на фоне энергичных дифференцированно-блоковых воздыманий окружающих гор.

Основное влияние на развитие долины Пянджа оказало поднятие Кохилаля и Дарваза. Его апогей приходится на среднечетвертичное время (Чедия, 1955). Вследствие этого гипсометрическое положение эрозионных уступов и фрагментов террас утратило в значительной степени свою значимость как критерия для корреляции остатков поверхностей выравнивания раннечетвертичной эпохи. К аналогичному выводу пришли О.П.Салов и Р.Р.Файзиев (1966).

Попытки „прослеживания“ террасовых уровней по другой основной дрене Памира — Кызылсу—Сурхобу—Вахшу — завели в тупик и самих создателей рабочей стратиграфической шкалы четвертичных отложений Таджикистана. О.К.Чедия и В.А.Васильев (1960, рис.68) относили морену ледника Федченко, лежащую при слиянии рек Муксу и Кызылсу (урочище Ляхш), к позднему плейстоцену ( $Q_{III}$ ) и увязали ее с душанбинским комплексом отложений Таджикской депрессии. Затем О.К.Чедия и В.В.Лоскутов (1965) перенесли время формирования Ляхшского стратотипического моренного поля в средний плейстоцен ( $Q_{II}$ ) и сопоставили его с илякским комплексом депрессии и мургабским — Памира. О.К.Чедия (1971), описывая причины разногласий в определении возрастной принадлежности данного стратотипа, признает: „Полной уверенности в этом вопросе у меня нет только потому, что ниже Ляхшского урочища находится шель, в пределах которой протянуть выше рассмотренные уровни вниз по долине Сурхоба невозможно“ (с.273—274).

Есть еще одно обстоятельство, трудно поддающееся учету при выявлении фрагментов одновозрастных поверхностей денудации. В литературе неоднократно отмечалась интересная особенность взаимоотношений современных уровней днищ долин верхнего Пянджа и его правых притоков (например, Мац, Вранг, Шитхарв и т.д.): днища долин последних „подвешены“ по отношению к тальвегу основной долины. Аналогичную картину можно видеть и на Шахдаре и в других долинах крупных притоков Пянджа. Разница в уровнях достигает десятков и сотен метров.

Это явление широко распространено не только в Бадахшане, но и в других горных системах и, что особенно важно признать в данный момент, могло быть выражено и в прошлом. И все же нельзя полностью согласиться с А.А.Крейтером (1962), отрицающим палеогеографическое значение сравнительного анализа высотного положения и сохранности останков древних поверхностей выравнивания. Такой анализ может быть и весьма полезным для палеогеографии, если рассматривать фрагменты крупных морфоструктур, в понимании И.П. Герасимова (1959) и Ю.А. Мещерякова (1972).

Анализ геологического прошлого Памира показывает, что в мезозойскую эру на юге области сформировался пенеплен. Орогенические фазы киммерийского цикла превратили существовавший здесь субгеосинклинальный морской бассейн в складчатую страну, и уже

в позднемиоценовое время почти вся эта территория представляла собой пенеппен. Интенсивные новейшие тектонические движения неоген-четвертичного времени превратили Южный Памир в нагорье. В эпоху максимального оледенения, в плейстоцене, мощность льда была так велика, что его движущиеся массы уничтожили почти полностью останцы пенеппена, существовавшие ранее. Свидетельством его существования служат теперь лишь равновысотная вершинная поверхность, которую можно построить по картографическому материалу. Она отчетливо прослеживается и при наблюдении с водоразделов. Обнаружены, правда, мелкие фрагменты останцов пенеппена восточнее массива Акташ (Сидоров, 1968) и в Южно-Аличурском хребте (Трофимов, 1967), но это не меняет общей картины уничтожения древней поверхности выравнивания в период мощного каракульского оледенения ( $Q_I$ ). После выявления его следов в виде долинных перевалов в различных пунктах нагорья можно вывод о почти полном уничтожении останцов пенеппена распространить на все Памирское нагорье. Однако останцы пенеппена довольно широко представлены в Бадахшане (Западный Памир) и в расположенных севернее горных районах. Они отмечены на самых высоких участках хребта Академия Наук (Корженевский, 1948), вдоль главной оси Дарвазского поднятия, в хребте Петра I (Москвин, 1936; Геология СССР, 1959, и т.д.); общеизвестно их широкое распространение в Тяньшане и других горных системах. Это говорит о иных, нежели на Памире, путях развития.

Относительно хорошая сохранность останцов пенеппена близ западной периферии нагорья, уничтоженных в его пределах в первую ледниковую эпоху, может свидетельствовать о том, что Бадахшан был в раннем плейстоцене ( $Q_I$ ) несколько ниже Памира. С последнего в те времена стекали по древнейшим долинам глетчеры, поэтому сохранились „острова“ древней поверхности выравнивания на частных водоразделах в Бадахшане, не срезанные почти нацело, как в области питания, нивальной экзарацией.

Установление ранее неизвестного этапа развития природы Памирского нагорья, уточнение времени его существования и предварительное определение некоторых палеогеографических особенностей, в частности мощного каракульского оледенения, заставляют предложить и весь рассмотренный этап именовать каракульским.

## Г л а в а II. ЭТАП СТАНОВЛЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА ПАМИРА

### 1. О коренной перестройке рельефа в первом межледниковье

Долинные перевалы Памирского нагорья позволяют судить о направлении стока по древнейшей, заложенной еще в третичное время, гидросети. Ледники каракульского оледенения ( $Q_T$ ), стекая по третичным долинам, переработали их в трюги, а в следующую ледниковую эпоху ( $Q_{II}$ ) они имели уже в основном новое направление, унаследованное ледниками последней ледниковой эпохи ( $Q_{III}$ ), которые углубили трюги, выработанные в среднем плейстоцене. Иными словами, коренная перестройка рельефа Памира приходится на первое межледниковье (начало этапа  $Q_{II}$ ).

В первом межледниковье накапливались аллювиальные и озерные толщи „бахмалджилгинских“ отложений, перекрытые затем в большом числе случаев древней мореной второго оледенения, а кое-где и молодой мореной ( $Q_{III}$ ). Не случайно В.А.Васильев (1966) неоднократно констатирует их двучленное строение: нижняя часть описанных им толщ соответствует озерно-русловым фациям, а верхняя представляет собой обычно только речные наносы.

В этом плане необходимо рассматривать и полное отсутствие „бахмалджилгинских“ отложений в Бадахшане, где им соответствует врез глубиной в 500 м (Васильев, 1966; Лоскутов, 1964; Чедия, 1971). Их нет там потому, что в период формирования зон аккумуляции, в которых они накапливались на Памирском нагорье, западная периферия последнего испытывала интенсивное воздымание, сопровождавшееся энергичными эрозийными врезами долин бурных рек. Поднятия в Бадахшане не прекращаются вплоть до настоящего времени. Об этом свидетельствуют многочисленные завалы. В таких условиях, естественно, не могли накопиться толщи отложений типа озерно-речных „бахмалджилгинских“.

Один из наиболее интересных разрезов подобных седиментов описан В.В.Лоскутовым (1964) у перевалов Кокбай и Койтезек в сае Ортаучкол. Он признан более полным и типичным, чем отложения в устье Бахмалджилги. В разрезе выделено 6 слоев и установлено угловое несогласие между ними. Предполагается, что данное

угловое несогласие „может оказаться естественной границей между неогеновой и четвертичной системами“ (Лоскутов, 1964, с.94).

При палеогеографических реконструкциях важно учесть, что перевал Койтезек находится между массивом Бакчигир на севере и сравнительно коротким гребнем, увенчанным пиком Кызылданги, на юге. Эти возвышенности обрамляют приподнятый участок почти плоского дна древнейшей долины, по которой осуществлялся сток из Аличюра в Шахдару в третичное и раннечетвертичное время. Весь район является частью полосы молодых субмеридиональных поднятий, разделившей со среднего плейстоцена Памир и Бадахшан (Сидоров, 1964, 1972). Плоско-волнистая поверхность у перевалов Койтезек, Кольджилга и Кокбай покрыта тонким чехлом размытой морены с массой хорошо окатанных гранитных эрратических валунов. Над этой поверхностью между перевалами Кольджилга и Кокбай невысоко (на 200–400 м) поднимаются плавных очертаний холмы, сложенные красновато-бурыми, слабо сцементированными конгломератами. Фрагменты размытой морены, содержащей светло-серые гранитные валуны, имеются и на пологих склонах поднятий, обрамляющих плоско-волнистый участок с конгломератами. Верховья молодых неглубоких долин (саев) Ортаучкол и Кокджаручкуль врезаны в конгломераты, а в низовьях – в древнейшую поверхность, западнее оз. Турумтайкуль переходящую в озерное плато, на котором отмечены остатки морен каракульского оледенения ( $Q_I$ ) на частных водоразделах.

О возрасте моренного чехла, перекрывающего плоскость и частично „бахмалджилгинские“ отложения в верховьях Токузбулака, можно судить исходя из следующих обстоятельств. В последнюю ледниковую эпоху ( $Q_{III}$ ) здесь и в обрамляющих поднятиях находилась область питания глетчеров, стекавших на запад – в Токузбулак и на север – в Суулутагаркаты, где лежат их свежие конечные морены. Все склоны над средней частью долины Суулутагаркаты, на этом участке представляющей собой узкий проход в Булункульскую озерную котловину, и над озерами Булункуль и Сасыккуль усыпаны серыми гранитными валунами. Это – следы предыдущей среднеплейстоценовой ледниковой эпохи, когда пик Кызылданги был центром мощного оледенения (Сидоров, 1959; Ранов, Сидоров, 1965; Сидоров, Салов, 1965).

„Бахмалджилгинские“ конгломераты, очевидно, древнее моренного чехла ( $Q_{III}$ ), но моложе поверхности, на которой отложены. Поверхность эта – плоское дно древнейшей долины. От раннечетвертичного этапа развития природы здесь остались следы каракульского оледенения в виде фрагментов морен и отдельных эрратических валунов на склонах – над конгломератовыми холмами. Следовательно, „бахмалджилгинские“ напластования в стратотипическом местонахождении отложены после первого и до второго оледенения, в межледниковье.

Первое межледниковье, судя по несогласному залеганию слоев в конгломератовой толще, вскрытой молодой эрозией в сае Ортаучкол, было эпохой высокой тектонической активности. Тектонические

процессы не прекратились и после отложения „бахмалджилгинского“ комплекса. Об этом свидетельствует образование пологой антиклинали, прорезанной руслом сая.

Общая картина становления рельефа района на основании перечисленных фактов представляется такой. Днище древнейшей долины пр. Аличура было приподнято в первом межледниковье на участке между массивами Бакчигир и Кызыданги, входящем в пояс молодых субмеридиональных поднятий, протянувшийся от Зулумарта до пика Снежная Глыба (Сидоров, 1964, 1972). Сток из бывшей правой составляющей древней Шахдары получил направление в сторону Гунта, сформировавшего к этому времени молодую, связанную с Гунт-Аличурским разломом (Бархатов, 1963), верхнюю часть своей долины — от оз. Яшилъкуль до слияния с Токузбулаком. Долина последнего также начала функционировать только в первом межледниковье.

Итак, стратотип „бахмалджилгинских“ отложений у перевала Кокбай, действительно, может служить эталоном, отражающим природные процессы первого межледниковья. Здесь, как и в других разрезах, налицо признаки коренной перестройки рельефа Памирского нагорья, которая была главным событием того времени.

Поскольку ледниковые и речные наносы у устья р. Бахмалджилги не отвечают представлениям о стратотипе и последний переносится создателями рабочей стратиграфической шкалы на Кокбай (Лоскутов, 1964; Трофимов, 1970, и др.), то, очевидно, назрела необходимость переименования всего комплекса „бахмалджилгинских“ отложений в кокбайский.

Не случайно М. М. Пахомов (1965) в свое время предложил называть первое межледниковье Памира кокбайским. Следовательно, приведение в полное соответствие реальным стратотипам специальной терминологии, применяемой для наименований комплексов четвертичных отложений Памирского нагорья, представляется давно назревшим. Переименование представляется тем более необходимым, что впервые термин „бахмалджилгинские“ отложения употреблен В. И. Дроновым (Дронов, Левен, 1961) применительно к морене ледниковой эпохи (см. гл. 1), а не к межледниковым седиментам.

В общем виде в кокбайскую межледниковую эпоху перестройка была обусловлена новейшей тектоникой. Прежде всего воздыманием Заалая по Северо-Памирскому краевому разлому (Сапов, 1969), восходящим движением в поясе субмеридиональных молодых поднятий, где Т. П. Белоусов (1973) также предполагает наличие глубинного Зулумарт-Кызыдангинского разлома, и вдоль осей Кокхилаля и Сарьқола. Поднятия сопровождалась выработкой молодой гидросети, образование которой началось в кокбайском межледниковье. К молодым долинам такого генезиса относятся прежде всего широко ориентированные дрены вдоль южного склона Заалая — Маркансу, Саукдара и Муксу. К бассейну Маркансу в начале среднечетвертичного этапа относилась и р. Караджилга, которая только по окончании последнего оледенения из-за подпруживания мореной повернула к Каракулю (Лоскутов, Трофимов, 1971). По долине Муксу сте-

древний выводящий глетчер из обширного ледникового района, по мнению большинства исследователей, включавшего в период последнего плейстоценового оледенения бассейны Саукдары, Каинды, Беляндкинка и ледника Федченко (Мушкетов, 1917; Корженевский, 1926; Ficker, 1933; Марков, 1937; Чедия, Васильев, 1960, и др.). Следы предыдущего, еще более мощного (максимального) оледенения отмечались в этой долине неоднократно как указанными, так и другими исследователями (Kleibelsberg 1922; Лоскутов, Трофимов, 1971; Сапов, Сидоров, 1972). Долина Муксу является молодой долиной прорыва. Поскольку близ слияния Муксу и Кызылысу лежат на красноцветном аллювии молодые морены ( $Q_{III}$  - Чедия, 1971, рис.61, и др.), вложенные в остатки более древнего ледникового комплекса ( $Q_{II}$ ), залегающего на палеозойском основании (Сапов, Сидоров, 1972), начало формирования рассматриваемой долины можно отнести к первому кокбайскому межледниковью.

Перестройка гидросети в районе урочища Кокджар и Аильутек не раз обсуждалась в литературе (Корженевский, 1926; Наливкин, 1932; Попов, 1932; Марков, 1936; Чуенко, 1936; Забиров, 1955, и т.д.). Наиболее обосновано последнее выступление по этому поводу В.В. Лоскутова и А.К. Трофимова (1971, с. 47). Действительно, урочище Кокджар - „фрагмент древней долины, связывавшей некогда бассейны Верхнего Таньмаса и Кокуйбея". Рисунок среднечетвертичной речной сети представляется следующим. Верховья р.Кокуйбель принадлежали бассейну Каракуля; возможно, эта река впадала в основной поток из двух составляющих - Таньмаса и Зорташкола. Сток осуществлялся по древней долине, имевшей в раннем плейстоцене ( $Q_I$ ) связь с каракульскими интрузиями, но направлен он был на север, а не на юг. Объяснить это можно тем, что в первом межледниковье (в начале этапа  $Q_I$ ) в поясе субмеридиональных поднятий произошло воздымание, сток на юго-запад был перекрыт и направлен на север - к Каракулю. Перехват Кокуйбея и Зорташкола Кударой произошел, следовательно, позднее.

К этому же времени (кокбайская эпоха -  $Q_{II}$ ) относится оформление современного рисунка гидросети в Рангульском и Шадпутском районах. Первый считают „интрагляциальным" (Трофимов, 1970, и др.), но долинныя перевалы со следами каракульской эпохи оледенения ( $Q_I$ ) на его северной окраине (Сапов, Сидоров, 1972) и огромная глубина (более 3 км - Лоскутов, 1964, с.97) молодого грабена, которым является по геологическому строению озерная котловина Рангуля, заставляют поставить под сомнение этот тезис. Не исключено, что отложения глетчеров каракульской ледниковой эпохи погребены под аллювиально-озерными напластованиями. В соседнем Шадпутском районе ледниковые отложения и рельеф продолжали формироваться и в среднем и в позднем плейстоцене, о чем свидетельствуют соответствующие моренные комплексы. Долинные перевалы Пангаз, Ходжабель, Кульма перекрыты размытым моренным чехлом, принесенным глетчерами каракульского оледенения с Музтагата. При отсутствии единого гребня Сарыкола, который, по-видимому, стал водоразделом

только в кокбайском межледниковье ( $Q_{II}$ ), они беспрепятственно сползли в Рангульскую котловину, вернее — на пространство, впоследствии занятое ею. В пользу такой вероятности говорит типично троговая форма всех долин района.

В верховьях Аксу в первом межледниковье столь крупной перестройки рельефа, как в других районах нагорья, надо полагать, не было. Река лишь углубляла долину, выработанную глетчером каракульской эпохи ( $Q_I$ ), и „подготовила“ ее для деятельности среднеплейстоценового ледника, который оставил здесь наиболее яркие следы гляциальной обработки массивов Акташ и Аюджолу. В среднем же течении Аксу, на пути ее стока из котловины Кошагыл к Карасу, поднялся невысокий водораздел, отделивший бассейны этих рек на данном участке (у саев Карабелес и Кутал). В котловине, судя по составу кокбайских отложений, обнажающихся в эрозионных врезках в ее горном обрамлении, образовалось озеро. Затем оформился сток в современном направлении — к устьевой части долины Акбайтала. По мере углубления молодого участка долины Аксу озеро было спущено по нему в Мургаб.

О перестройке рельефа в районе перевалов Койтезек и Кокбай уже говорилось. Среднечетвертичные поднятия по южному продолжению полосы молодых воздыманий перекрыли сток из Зоркульской озерной котловины по пра-Памиру, бывшему левой составляющей древней Шахдары.

В нижней части долины Шахдары перестройка гидросети произошла следующим образом. В эпоху каракульского оледенения ( $Q_I$ ) глетчер сползал по ней в сторону Пянджа, протекавшего вдоль северного подножия Гиндукуша прямо на запад, через пространство, ныне занятое поднятиями южной оконечности Кохилаля. Локализуется древняя долина, согласно Н.П.Костенко (1970), примерно над современными долинами рек Бадомдары и Гармчашмы, текущих ныне в противоположные стороны со склонов Ишкашимского хребта. До Рошткалинских высот, поднявшихся, вероятно, вместе с Ишкашимским хребтом и другими субмеридиональными горными сооружениями Бадахшана в начале среднечетвертичного этапа (кокбайское межледниковье), фиксируются в долине Шахдары древние поверхности с фрагментами морены каракульской ледниковой эпохи ( $Q_I$ ). Прослеживаются они до этих мест от перевалов Кокбай и Койтезек. В связи с поднятием возникло новое направление стока по молододой, нижней части долины Шахдары в Гунт, где Р.И.Селивановым (1958) и автором отмечены только молодые морены, а более древних, естественно, не было обнаружено.

К концу кокбайского межледниковья оформились широтные зоны аккумуляции кокбайских отложений, которые выделены В.А.Васильевым (1966) как третичные образования. Аккумуляция происходила на фоне общего воздымания Памира в участках долин и котловинах (Маркансуйской, Аильутекской, Карасуйской, Кастанатджилгинской, Аличурской, Салангурской, Зоркульской, Каракульской, Рангульской, Кошагылской, Кокбайской), несколько отстававших в поднятиях от

соседних более активных участков. Самые интенсивные в кокбайском межледниковье поднятия произошли в его начале на северной (Залай) и южной (Гиндукуш) окраинах Памирского нагорья. Отдельные субширотной ориентации подвижки положительного знака имели место в его центральной части (водораздел Аксу-Карасу). Быстро поднимались субмеридиональные валы (Кохилаль, пояс молодых воздыманий, разделивший Памир и Бадахшан, Сарыкол, Зап. Куньлунь).

Итак, новейшая тектоника в период кокбайского межледниковья была причиной коренной перестройки рельефа Памира и сопредельных областей, что нашло отражение в особенностях кокбайских отложений. В эпоху последовавшего за межледниковьем полупокровного оледенения эти напластования были в значительной степени уничтожены и местами перекрыты мореной.

## 2. Особенности среднеплейстоценового оледенения

Морены среднечетвертичного оледенения неоднократно описывались исследователями Памира. Ледниковая эпоха, с которой связано их происхождение, именовалась различно и различно датировалась. Н.Л. Корженевский (1930) для Алая выделяет одну древнейшую ледниковую эпоху, на размытых отложениях которой покоится позднейший гляциальный комплекс, подразделяемый им на 4 стадии оледенения. Из описания морен-чучуров, относимых к отдельным стадиям, можно сделать вывод, что речь идет о молодых образованиях ( $Q_{II}$  и  $Q_{III}$ ). При характеристике Каракульской озерной котловины Н.Л. Корженевский (1936) отчленяет молодые морены ( $Q_{III}$ ) от размытых гляциальных отложений предыдущей эпохи ( $Q_{II}$ ), сформированных ледниковым щитом, покрывавшим ее целиком. По Д.В. Наливкину (1932), это — древняя эпоха размытых морен, по К.К. Маркову (1936) — „предыдущий ледниковый период“, хотя он считал что с уверенностью можно говорить только о мощном „последнем“ оледенении. Р.Д. Забиров (1955) придерживается точно таких же взглядов и терминологии. Создатели рабочей шкалы подразделения четвертичных отложений Таджикистана, по существу, подтверждают мнение Н.Л. Корженевского и Д.В. Наливкина о двух основных ледниковых эпохах на Памире.

Пожалуй, наиболее подробно описаны (под индексом  $Q_I$ ) среднечетвертичные гляциальные и флювиогляциальные отложения и формы рельефа Северного Памира, Алая, района ледника Федченко в Ляхша в статье В.В. Лоскутова и А.К. Трофимова (1971). Однако автор вынужден рассмотреть ряд конкретных моренных комплексов с иных позиций и дать общую картину среднечетвертичного оледенения всего Памира и его окружения, несколько отличающуюся от предлагавшихся ранее вариантов.

Грандиозный, несущий мощное современное оледенение, Залайский хребет и раскинувшаяся у его подножия обширная Алайская долина изобилуют яркими свидетельствами деятельности древних глет-

черов; не менее отчетливы и проявления новейшей тектоники. Здесь достаточно полно сохранились отложения трех ледниковых эпох, отвечающих этапам  $Q_{I}$ ,  $Q_{II}$ ,  $Q_{III}$ . Широко распространены в Алайской долине моренные поля-чукуры, перекрывающие подножие хребта на всем протяжении северного склона Заалая от р.Алтындара на западе до р.Нура на востоке. Очевидно, чукуры следует считать продуктами аккумуляции глетчеров среднечетвертичного оледенения. Оно проходило в две стадии, и следы их представлены почти во всех чукурах.

В междуречья Алтындары и Ачикташа толща среднечетвертичной морены четко делится на две части. Полный ее разрез обнажается в 55-метровом современном врезе р.Минжар. По описанию О.П.Сапова, нижняя часть толщи сложена уплотненным мелкообломочным материалом, верхняя выглядит более рыхлой, грубообломочной и отличается слабо намеченной (в основном - цветом) слоистостью. Морена состоит из крупных, плохо отсортированных и неокатанных обломков пород северного склона Заалайского хребта. Преобладание красноватов и главным образом бурого цемента придает морене характерный бурый оттенок.

В восточной части Алайской долины характер залегания стадийных морен меняется. Если на западе морена второй стадии оледенения перекрывает морену первой стадии, то на востоке она вложена в нее. Определенную роль в последнем случае сыграло и своеобразное строение долины и хребта. Короткий, очень крутой северный склон Заалая и значительные по размерам цирки, непосредственно „открытые“ в Алайскую долину, привели к образованию мощного ледника подножия, который не стаивал, по-видимому, на протяжении всей эпохи оледенения, включающей две стадии гляциальной активности. Морфологически эти отложения аналогичны моренам более западных участков подножия Заалая. Размеры холмов, степень их задернованности и прочие признаки соответствуют моренам, связанным в своем происхождении с долинами Ачикташ, Минжар, Коккиик, Алтындара и др. Отложения же обеих стадий на первый взгляд значительно отличаются друг от друга. Вмещающие отложения сильно размыты, образуют крупные пологие холмы и производят впечатление гораздо более древних образований. В продольном разрезе восточной части Алайской долины видно, что данные отложения формируют широкие пологие увалы, а морена второй стадии во всех случаях вложена в них и приурочена к их гребням. Гипсометрически более высокое, неестественное при „нормальном“ развитии оледенений, положение вложенной морены наблюдается на всем протяжении языка древнего глетчера и только непосредственно у цирка, в той части морены, которая формировалась в самом конце ледниковой эпохи, вложенная морена расположена ниже вмещающей (рис. 4, 5).

Специфические взаимоотношения стадийных морен восточной части Алайской долины были обусловлены своеобразным ходом развития здесь среднечетвертичного оледенения. В первую максимальную стадию данной ледниковой эпохи ( $Q_{II1}$ ) вдоль склона Заалая

Рис. 4. Древние ледниковые цирки (Q II) и кары послеледникового плейстоценового оледенения (Q III) на северном склоне Заалайского хребта. Рисунок О.П.Сапова.

образовался мощный малоподвижный ледник подножия. Дальнейшее поступление льда из областей питания привело к формированию в теле ледового щита русел его стока. С этого времени до конца ледниковой эпохи обломочный материал поставлялся и откладывался в основном по трассам подвижного льда, стекавшего из цирков и каров.

Межстадиальное потепление выразилось, вероятно, в сокращении площади малоподвижного ледового щита и в уменьшении его мощности. В следующую ледниковую стадию постепенное отступление питающих глетчеров в руслах активного стока привело к образованию обращенного рельефа с более высоким гипсометрическим положением вложенных морен (Q II<sub>2</sub>), окруженных менее мощными осадками мертвого льда, составлявшего щит. Очень постепенное сокращение стока подвижного льда обусловило не только интенсивное накопление обломочного материала, но и размыв его тальвыми водами. В результате образовались долины, приуроченные к древним руслам мобильного льда, послужившие ложами для глетчеров следующего, менее значительного по размерам, позднеплейстоценового оледенения (Сидоров, Сапов, 1970).

В описанные выше чукуры, соответствующие двум стадиям среднечетвертичного оледенения, на всем протяжении Заалайского хребта позднечетвертичные морены вложены или наложены на них (рис. 4, 5). Восточнее р.Кызыларт на северном склоне Заалая отчетливо видно, что кары последней ледниковой эпохи располагаются внутри цирков максимального оледенения (Q II), и маломощная морена позднего плейстоцена прослеживается по трассам, намеченным руслами стока льда в конце среднечетвертичного оледенения.

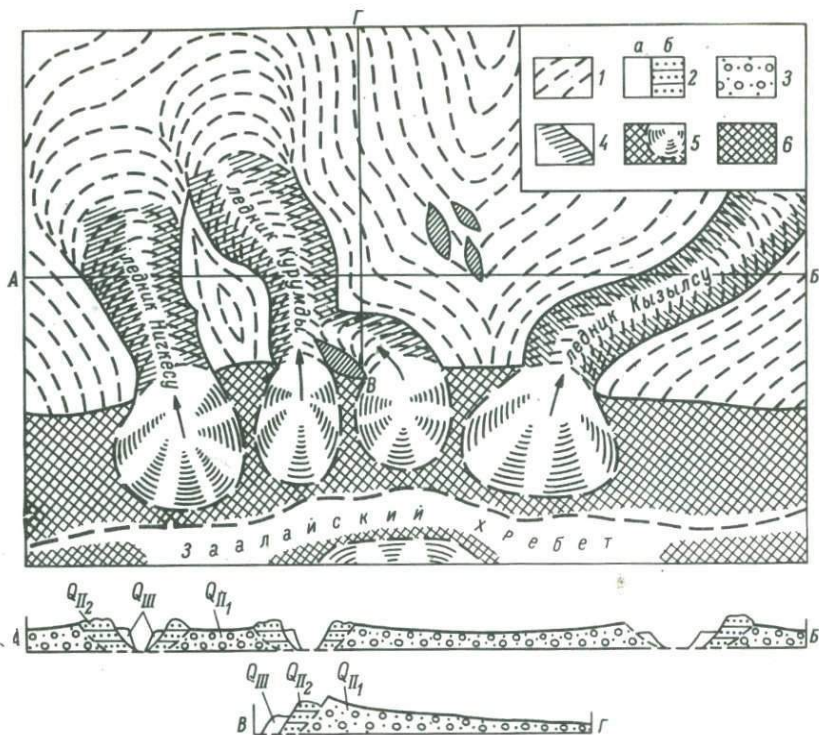


Рис. 5. Схема взаимоотношений\* эпохальных ( $Q_{II_1}$  и  $Q_{II_2}$ ) и стадийных ( $Q_{II_1}$  и  $Q_{II_2}$ ) морен на северном склоне восточного крыла Заалайского хребта.

1 - моренные поля-чукуры; 2 - морены позднеплейстоценового ( $Q_{III}$  - а) и второй стадии среднечетвертичного ( $Q_{II_2}$  - б) оледенений; 3 - морены первой стадии среднечетвертичного оледенения ( $Q_{II_1}$ ); 4 - современные ледники; 5 - области питания ледников; 6 - коренные породы; АБ и ВГ - линии профилей.

Приведенные факты изменения условий залегания стадийных морен у подножия Заалая с запада на восток указывают, надо полагать, на энергичные поднятия центральной части этого хребта (у пика Ленина, в частности, - Сидоров, 1965). Поднятия не прекращались здесь длительное время, так как наложение среднечетвертичных кончюморенных комплексов ( $Q_{II_2}$  на  $Q_{II_1}$ ) было не последним, на них легли и молодые морены ( $Q_{III_1}$  и  $Q_{III_2}$ ) и почти всюду - голоценовые отложения, отвечающие фазам осцилляции отсут-

павших до современного положения глетчеров. В восточной части хребта поднятия областей питания были значительно менее интенсивными и не отразились на распределения морен различных генераций столь ярко.

Западную часть Заалая пересекает на меридиане хребта Академии Наук мощное новейшее поднятие (Сварическая, 1965; Чедия, 1964; Сапов, 1969). Оно сопровождалось активной эрозией и потому древнеледниковые отложения в устьевых участках долин Швее и Кульдук, находящихся вблизи линии наивысших воздыманий, не сохранились. Однако на восточном крыле поперечного поднятия, в долинах Берксу и особенно Алтындара, лежат морены двух ледниковых эпох — среднего и позднего плейстоцена, по представлениям Н.А.Гвоздецкого (1957), которые автор настоящего труда разделяет. На западном крыле того же поднятия, в долинах Кантсу и Гулома, автором совместно с О.П.Саповым установлена почти полная аналогия в размещении и сохранности двух моренных комплексов тех же эпох.

Наиболее полно сохранились морены Гуломы. Все днище долины выстлано гляциальными отложениями различных генераций, но отнюдь не среднеплейстоценовыми, как полагают некоторые авторы рабочей шкалы подразделения четвертичных отложений Таджикистана (Трофимов, 1970; Лоскугов, Трофимов, 1971, и др.). В общем, картина здесь та же, что и в абсолютном большинстве долин северного склона Заалая: морена второй стадии последнего оледенения вложена в морену первой стадии и в верховьях на нее наложены молодые морены, свидетельствующие об осцилляциях (фазах активизации) отступавшего современного ледника (Сапов, Сидоров, 1972).

Ярко окрашенная — красно-фиолетовая молодая конечная морена (Q III<sub>1</sub>) при впадении Гуломы в Кызылсу залегает на высокой (40–60 м) аккумулятивной террасе. Очевидно, сложенная красноцветным аллювием терраса Кызылсу древнее морены. Терраса отчетливо выражена вдоль русла основной реки от устья Кантсу до слияния Кызылсу и Муксу (урочище Ляхш), а местами и ниже — по Сурхобу. Значительная часть Ляхшского сероцветного моренного комплекса также лежит на этой террасе. Последнее констатировалось всеми исследователями, описывавшими древние гляциальные отложения ледника Федченко, происхождение которых закономерно связывают с деятельностью глетчеров всего бассейна Муксу. В литературе неоднократно отмечались свежесть, молодость и соответствие последнему оледенению моренного поля Ляхша (Марков, 1936; Забиров, 1955; Крейтер, 1962; Гвоздецкий, 1968, и др.).

Однако ряд немаловажных деталей не получил еще должной оценки. На левом берегу Кызылсу, в 1–2 км ниже по ее течению от молодой мелкохолмистой красно-фиолетовой морены (Q III<sub>1</sub>) Гуломы, находится обширное пологохолмистое образование, имеющее красноватый оттенок и залегающее не на красноцветном аллювии террасы основной реки, а в темных коренных палеозойских породах Алайского хребта. Поверхность цоколя останца коренных пород, перекрытая

примерно пятидесятиметровой толщей рыхлого субстрата крупнохолмистого образования, находится несколько выше (на 20–25 м) упомянутого террасового уровня Кызылсу, на котором залегают молодые конечные морены (Q III) в устье Гуломы и на Ляхше. В обнажениях пологохолмистого образования (на нем размещаются посе́вы пшеницы совхоза „Ляхш“) ясно видно, что это древняя морена.

На Ляхше К.К.Марков (1936) от основного моренного поля, где высота сравнительно небольших моренных холмов 15–30 м, отличает эрозионные „останцы“, вытянутые полосой вдоль течения Кызылсу и непосредственно контактирующие у ее слияния с Муксу с мелкохолмистым молодым чукуром. Формы „останцов“ мягкие, высота – до 100–150 м, протяженность некоторых достигает 4–5 км. Изучение обнажений вдоль автодороги (которой не было в 30-х годах) привело к выводу, что эти „останцы“ – также древняя морена. Состав и серый цвет „останцов“ и основного мелкохолмистого моренного поля Ляхша идентичны. Однако, если последнее перекрывает красноватую террасу Кызылсу, то крупнохолмистая морена залегает на палеозойских породах Алайского хребта, эрозионная поверхность которых покрыта древней мореной на уровне 20–25 м выше террасы. На аэрофотоснимках кристаллический палеозой отчетливо „просвечивает“ по краям древней морены.

По установленной аналогии с моренами близ устья Гуломы и на всем северном склоне Заалая, крупнохолмистую морену Ляхша („останцы“ – по К.К.Маркову) следует отнести к среднему плейстоцену, а мелкохолмистую – к последней ледниковой эпохе.

О мощности толщи льда глетчера последней ледниковой эпохи позволяют судить террасы оседания, отчетливо выраженные на левом, а местами – и на правом склоне в устьевой части долины Муксу. Она составляла не менее 300–500 м. На правом, почти отвесном склоне долины Кызылсу, выше кишлака Дивана, хорошо видны следы экзарации ледника предыдущей эпохи. Его мощность также была не менее 300 м. Позднеплейстоценовый глетчер до этой, оглаженной льдами в среднем квартере стены не доходил. Он достигал лишь цепи останцов среднечетвертичной морены, в которую вложено его конечноморенное поле.

Как видим, концы ледников Муксу и в среднем, и в позднем плейстоцене достигали Ляхша, хотя среднечетвертичное оледенение было, в целом, гораздо мощнее последнего. Объяснить это можно только новейшими поднятиями области питания позднеплейстоценового глетчера вслед за смещавшейся вверх снеговой линией в последнем межледниковье.

Подобные случаи наложения и вложения конечных морен различных генераций, обусловленные воздыманием отдельных горных узлов в подвергавшихся древним оледенениям хребтах, – явление, нередкое на Памире (Сидоров, 1965).

Изложенные детали нисколько не умаляют стратотипическое значение гляциальных комплексов урочища Ляхш. Значение это, при полном учете всех особенностей свидетельств деятельности древних

глетчеров, очевидно, возрастает. Так, например, опираясь на этот стратотип, имеющий широкие аналогии по всему северному склону Заалая, с большим на то основанием можно ставить вопрос о соответствии ему моренных комплексов северного склона хребта Петра I и, в частности, плато Тупчак. Его чукуры приходится расценивать как среднечетвертичные. Наложение на них молодых морен (Q III) — свидетельство энергичных поднятий хребта Петра I в последнем межледниковье. В свою очередь, вложение в последние голоценовых и современных морен говорит о том, что поднятия не прекратились.

Объективная оценка возраста чукуровых полей Ляхша, соответствующих на преобладающей площади последней ледниковой эпохе (Q III), позволяет устранить некоторые неточности в определении времени формирования ряда гляциальных образований в бассейне Муксу. Это относится, прежде всего, к сложенным рыхлым субстратом боковым моренам и террасам оседания. Они под действием эрозии нередко превращаются в леса земляных пирамид, обращавших на себя внимание почти всех побывавших в этих местах исследователей (Корженевский, 1927; Марков, 1936; Крейтер, 1962, и мн. др.). В.В.Лоскутов и А.К.Трофимов (1971) относят их к ляхшскому ледниковому комплексу и датируют как образования среднечетвертичной эпохи. Остатки данных морен находятся и непосредственно над современными глетчерами — Федченко, Большой Саукдара, Северный Зулумарт и др. Свежесть рыхлых, обрушивающихся иногда на глазах наблюдателя земляных пирамид и приписываемый им среднечетвертичный возраст находятся в необъяснимом противоречии.

Все древние средне- и позднеледстоценовые рыхлые отложения района имеют сцементированный процессами лёссовобразования поверхностный плотный чехол. Мощность его — не менее 1–2 м (как, например, у позднеледстоценовых морен и террас в долинах Гуломы, Каинды, левых притоков Беляндкиика и др.) и до десятков метров (межледниковая терраса Кызылсу, подстилающая позднеледстоценовую морену Ляхша, облессована до основания на несколько десятков метров, как и все подобные террасы). Земляные же пирамиды почти не подверглись облессованию вследствие молодости их формирования (Q I<sub>у</sub>) и малого срока воздействия на них лёссовобразующих процессов.

Еще одно уточнение. Почти повсеместно в долинах бассейна Муксу многими исследователями отмечались два трога: древний, с плохо сохранившимися фрагментами морены, и вставленный в него молодой, с широко распространенными земляными пирамидами и лесами таких пирамид, а также террасами, фиксирующими оседание глетчерного льда на склонах. Молодой трог, как было только что показано, следует датировать последней ледниковой эпохой. Более древний, в который он вставлен, в бассейне Муксу — продукт деятельности глетчеров среднечетвертичной, а не более ранней эпохи, и сопоставлять его можно не с плато Тупчак, а с останцами морен, сохранившимися после межледникового эрозионного вреза у

внешнего края ляхского моренного комплекса на палеозойском основании.

Последнее обстоятельство, как кажется автору этих строк, избавляет от необходимости дальнейших поисков конечных морен, отвечающих древним трогам в бассейне Муксу. А их искали в долине Сурхоба (Kleibelsberg, 1922) и на плато Тупчак (Чедия, Васильев, 1960; Чедия, 1971; Лоскутов, Трофимов, 1971, и др.).

Не раз привлекали внимание исследователей и южные склоны Заалая в бассейне р.Маркансу. В настоящее время морены, уступы террас оседания и эрозионные уступы последней ледниковой эпохи в ее истоках принимаются А.К.Трофимовым (1969) за среднечетвертичные. Интересно, что в статье Е.В.Максимова (1969), помещенной в одном номере журнала рядом с публикацией А.К.Трофимова, те же элементы рельефа трактуются как раннеголоценовые образования. Последнее в свете изложенного выше, конечно, ближе к истине. И совершенно прав Н.Л.Корженевский (1936, с.94), считавший, что долина Маркансу с ее выглаженными ледниками дном и склонами „является продуктом деятельности одной ледниковой эпохи, а отложенные в долине морены – другой“. Эти молодые морены, лежащие в пойме реки, непосредственно сопрягаются с террасами оседания последнего плейстоценового глетчера на левом склоне долины Уйсу, всего в 15 км от конца современного ледника и в 30 км – от пика Ленина. Они могут быть датированы, по мнению автора, только последней ледниковой эпохой (Q<sub>III</sub>).

Среднечетвертичная конечная морена в долине Маркансу, возможно, лежит, как указывал Д.В.Наливкин (1932) „у камня Чатырташ“, в 70–80 км восточнее пика Ленина. Он обратил внимание и на сохранившиеся древние цирки в областях питания „Марканского“ ледника. Следы среднечетвертичного оледенения сохранились и на скальном останце посреди долины, у слияния Уйсу и Маркансу. Это признаки ледниковой обработки на нем на 30–50 м выше современного тальвега. Днище древнего трога глубоко погребено здесь под аллювием. Срезанная, выровненная движущимся льдом верхняя часть скалы изобилует гранитными эрратическими валунами, явно переотложенными среднечетвертичным глетчером из раннечетвертичной морены, перекрывающей водораздел между Уйсу и Коксаем – двумя истоками Маркансу. Срезанная верхушка скалы находится на уровне, сопоставимом с днищем среднечетвертичного трога. Его залпечики хорошо сохранились немного восточнее.

Факты, могущие свидетельствовать о заполнении льдом Каракульской озерной котловины в период полупокровного оледенения, обобщены в статье В.В.Лоскутова и А.К.Трофимова (1971). Это – покровы морен на выложенных поверхностях средней части склонов горного обрамления Каракуля. Иногда они перекрывают озерно-речные отложения первого межледниковья. Из указанного источника остается неясным, существовала ли южная часть котловины.

Небольшой грантоидный массив Аралкыр, островом возвышающийся над равнинами восточнее южного плеса озера, покрыт крупными

эратическими валунами до самой вершины. Его относительная высота — всего 300—400 м. Областью питания ледников он не был, так как не несет на склонах следов древних каров в отличие от находящегося южнее более высокого массива Уртабуз. Вместе с тем Аралкыр перекрывался и обрабатывался ледовым панцирем мощностью не менее полукилометра. Будучи ближе всего по своим особенностям к широко распространенным в пределах Памира в прошлом ледникам подножий, он был, вероятно, малоактивным ледовым образованием. Из этого следует, что обломки гранитов могли транспортироваться льдом из горного обрамления Каракуля скорее всего в период каракульского оледенения ( $Q_I$ ). Потом они только перетотклады чались средне- и позднеплейстоценовыми глетчерами, что особенно хорошо выражено в бассейне Маркансу.

На Ко. уйбеле среднечетвертичная морена также перекрывает местами сокбайский комплекс. В среднечетвертичное время, судя по наличию в этой морене обломков пород, принесенных из бассейна Танымаса на Аильутек и Кокджар, сток здесь был направлен в сторону Каракуля. К последнему двигались, сливаясь воедино, глетчеры Танымаса, Аильутека, Тахтокорума, Бозбайтала, Зорташкола, Апака и Кокуйбея. Об этом же говорит конфигурация древних трогов в перечисленных долинах и отсутствие следов деятельности льда в узкой нижней части долины Кокуйбельсу. В верхней части долины Танымаса и во всех перечисленных, прорезающих северный склон Музкола и юго-восточную оконечность хребта Северный Танымас, налицо два вставленных друг в друга трога. Налицо и молодые морены, связанные с молодыми трогами, вставленными в среднечетвертичные трог. Наличие же в этом районе в моренах и на заплечиках древних трогов гранитов каракульского типа в виде эратических валунов можно объяснить перетотложением их из древнейших гляциальных отложений каракульской эпохи ( $Q_I$ ), которые почти не сохранились.

В долине Музкола и его притоков соотношение древних и молодых трогов такое же, как и в бассейне Кокуйбельсу.

Сохранившиеся под гребнем Музкольского хребта обширные ледниковые цирки среднечетвертичной эпохи, в которые вставлены молодые кары, дополняют общую картину древних оледенений Северного Памира.

В районе Шадпута, Бельутека, Пангазбея все основные и второстепенные долины имеют отчетливо выраженный троговый характер. Морены позднего плейстоцена ( $Q_{III_{1-2}}$ ) лежат во всех долинах второго порядка, прорезающих склон Сарыкола. Только одна морена в урочище Шадпут может быть датирована средним плейстоценом. Остальные не сохранились. Однако эратическими гранитными валунами усыпаны днища и склоны троговых долин, нередко вплоть до перевалов и гребней хребтов.

Древнеледниковые отложения в долине главной водной артерии Памира — Аксу, естественно, привлекали внимание многих исследователей. Автор, в частности, неоднократно выступал против невер-

ного истолкования генезиса обширного моренного поля у Тохтамышша (Сидоров, 1959; Ранов, Сидоров, 1965). Р.Д. Забиров (1955), а вслед за ним и А.К. Трофимов (Атлас . . . , 1962) связывают его происхождение с деятельностью ледников последнего оледенения, сползавших в основную долину по правым притокам — Балгын и Дуңкельдык. Однако в долине последнего, где нет, кстати, современного оледенения, отчетливо представлены две стадийные морены последнего плейстоценового оледенения. Первая ( $Q_{III1}$ ) подпруживает одноименное озеро в приустьевой части, а вторая ( $Q_{III2}$ ) находится в верховьях. Они локализируются примерно там же, что и в других правых притоках Верхней Аксу. Если допустить, что глетчер из долины Балгын в позднем плейстоцене самостоятельно сформировал моренное поле выше Тохтамышша, то останется много неясных вопросов. Почему он двигался вверх по основной долине чуть ли не на 20 км? Какие причины обусловили образование в сравнительно небольшой долине второго порядка столь крупного и энергичного ледника, несравнимого в этом отношении с глетчерами соседних — правых притоков Аксу, где морены первой стадии последнего оледенения лежат в их устьевых частях? Почему валунный материал созданного им моренного поля петрографически почти аналогичен отложениям полупокровного оледенения верховьев Аксу? Обсуждение этих и связанных с ними вопросов неизбежно приведет к признанию за среднечетвертичным глетчером Аксу главной роли в генезисе крупнейшего в основной долине моренного поля. Оно простирается более чем на 30 км от урочища Каракия вниз до слияния Аксу с Истьком и загромождает основную долину от края и до края (рис. 6).

Как уже упоминалось выше, остатки среднечетвертичных морен перекрывают в приустьевых частях боковых долин Шинды и Акджилга, кокбайские конгломераты. Они корелляты следам экзарации на массивах Акташ и Аюджолу, усыпанных гранитными эратическими валунами и галькой, которые особенно обильны на заплечиках среднечетвертичного трога, хорошо сохранившегося на крутых склонах данных известняковых массивов. Здесь можно видеть горизонтальные ледниковые шрамы на отполированных льдом курчавых скалах. В пригребневой части склонов находятся эратические валуны каракульской ледниковой эпохи ( $Q_1$ ), а у тальвега современных долин — молодые морены ( $Q_{III}$ ).

Между массивами Акташ и Аюджолу долина Аксу выработана боковой эрозией в толще среднечетвертичного моренного материала, образующего местами (на участке от устья Кызытрабата до Акширяка) подобие останцов террас. От них они отличаются, однако, пологохолмистой поверхностью и обилием неотсортированных водным потоком гранитных валунов и гальки. Последние, как уже отмечалось, имеют не местное происхождение. Они принесены, по всей вероятности, с Каракорума глетчером среднечетвертичной эпохи, достигавшим Тохтамышша, близ которого и находится его конечная морена

Рис. 6. Схема размещения древнеледниковых отложений в верховьях р.Аксу.

1 - среднечетвертичные морены ( $Q_{II}$ ); 2 - позднеплейстоценовые морены ( $Q_{III}$ ).

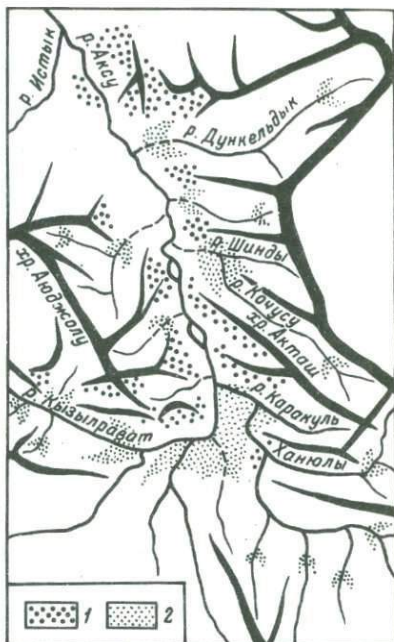
(Сидоров, 1959; Рейман, Сидоров, 1962; Салов, Файзиев, 1968).

Остатки морены полупокровного оледенения в виде гранодиоритовых валунов на известняках хорошо представлены в районе перевала Найзаташ.

Р.Д.Забилов (1955), основываясь на данных В.П.Ренгартена (1935), В.А.Николаева (1934), С.И.Клунникова (1935), правильно реконструировал оледенение „предшествовавшее последнему“ в бассейне Истыка. Мощный глетчер доходил здесь до его среднего течения и, вероятно, сливался с Гурумдинским ледником в верховьях заполненного льдом Аличура.

Другими словами, вся Зоркульская и Салангурская озёрные котловины в среднечетвертичную эпоху были заполнены льдами.

В обширной долине второй по площади бассейна реки нагорья – Аличура – среднечетвертичные морены и их фрагменты представлены так же весьма отчетливо (Сидоров, Салов, 1965). Особенно на левом склоне между устьевыми частями долин притоков Башгумбез и Комарутек, где моренный чехол перекрывает склон Южно-Аличурского хребта до абсолютных отметок 4600–4700 м, а отдельные валуны и их скопления наблюдаются еще выше. Впрочем, последние могут быть и остатками боковых морен древнейшего глетчера ( $Q_I$ ). В этот моренный чехол вложены позднеплейстоценовые конечноморенные комплексы ( $Q_{III_1}$ ) близ устьевых частей левых притоков Аличура. Следы среднечетвертичного оледенения широко распространены и на правом склоне долины Аличура. Это – многочисленные эратические валуны изверженных пород на морских осадочных коренных и остатки морены. Последние лучше сохранились близ устьевых частей выходящих в основную долину второстепенных долин, не испытавших последнего оледенения, а затем – на склоне над озером Акбальк. Фрагменты морены прослеживаются и над устьевыми частями правых притоков Аличура – Кулакесты, Акджилга и в ряде других мест.



На южном склоне хр. Базардара обращает на себя внимание несоответствие размеров ледников последнего оледенения и трогов, каковыми являются все без исключения долины притоков Аличура. Столь обширные троговые долины, как Базардара, Кобриген, Бузтепе и т.д., и сравнительно небольшие размеры молодых морен ( $Q_{III}$ ), а следовательно, и глетчеров, их оставивших, заставляют считать троговый характер долин признаком, унаследованным от предыдущей эпохи значительно более мощного оледенения. Изучение распространения его следов неизбежно приводит к выводу о заполнении льдами в среднем квартере всей Аличурской долины.

Кроме морен на склонах долины Аличура, о заполнении ее льдами свидетельствуют и следы ледниковой обработки скалы (камня) Чатырташ. Г.А. Дуткевич и М.А. Калмыкова (1936) справедливо именовали ее бараньим лбом. Она находится посередине основной долины, и объяснить воздействие на нее льда можно лишь при допущении заполнения им всего Аличура. В свое время на это указывал Д.В. Наливкин (1916). Затем его мнение оспаривалось (Забилов, 1955), против чего неоднократно выступал автор (Сидоров, 1959; Сидоров, Сапов, 1965; Ранов, Сидоров, 1965).

Остатки грандиозного моренного комплекса, прикрывающего южную часть северного склона Южно-Аличурского хребта, и прослеживающиеся на южном склоне хр. Базардара, широко представлены в горном обрамлении Булункульской озерной котловины. Здесь моренные отложения и серые гранитные валуны отмечены на склонах относительно невысоких гор Кыр и Ган вплоть до гребневой части, а на массиве Бакчигир — до абсолютных отметок 4500—4600 м. Повышенная концентрация валунов в верхней части склонов южной экспозиции может служить индикатором общего направления движения ледового потока с юга на север. Очевидно, в период полупокровного оледенения ( $Q_{II}$ ) древний глетчер „перетекал“ через горное обрамление Булункульской котловины к оз. Яшилькуль, оставляя наибольшее количество валунов на проксимальной стороне преодолеваемых препятствий. О заполнении в эту эпоху льдом котловины свидетельствует обилие в ней валунов, аналогичных по составу отмеченным выше. „Поставщиками“ их могли быть широко распространенные здесь гранитные интрузии массивов Кызыданги, Бакчигир и Южно-Аличурского хребта. В позднечетвертичное время Булункульская озерная котловина льдами уже не заполнялась. Об этом говорят молодые морены ( $Q_{III_{1-2}}$ ) в долине Суулутагаркаты и ее притоков при выходе в котловину (Сидоров, 1959; Сидоров, Сапов, 1965; Ранов, Сидоров, 1965).

Подпруживает оз. Булункуль древняя морена ( $Q_{II}$ ) и терраса, отделяющая котловину от пойм устьевой части Аличура и оз. Яшилькуль. Состав отложений морены и террасы, представляющей собой размытую морену, и их петрографические особенности наиболее сопоставимы с размытыми древними моренами ( $Q_{II}$ ) всего бассейна Аличура. В последнее время среднечетвертичный возраст и флювиогляциальное происхождение высокой левобережной террасы при

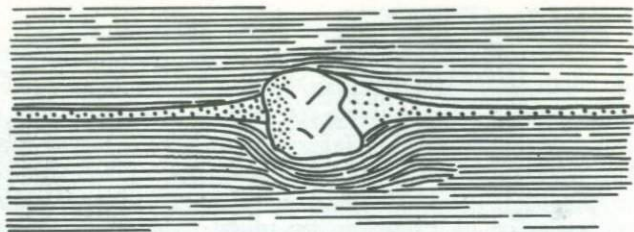


Рис. 7. Гранитная галька, деформирующая подстилающие и кроющиеся слои тонкоотмученных озерно-ледниковых отложений в обнажении у Анджара.

устье Аличура признается и другими исследователями (Чедия, 1971, рис. 42). В террасу врезана небольшая молодая долина Гансая, на левом берегу которой она непосредственно сопряжена с древней мореной ( $Q_{II}$ ), перекрывающей подножие массива Ган на северном берегу оз. Булункуль. Следовательно, размыв древних морен и формирование террасы относится к позднечетвертичному времени.

Принципиальное значение при решении вопросов палеогеографии среднего плейстоцена имеет определение возраста отложений Акджарского разреза. Погребенную здесь морену авторы рабочей стратиграфической шкалы (Васильев, 1966; Трофимов, 1970; Чедия, 1971 и др.) единодушно относят к раннему плейстоцену ( $Q_I$ ). О возрасте кроющей такого совпадения взглядов у них нет.

Считавшиеся межледниковыми озерные отложения содержат, по подсчетам создателей упомянутой шкалы, 75–80 тыс. годовых слоев и характеризуют условия осадконакопления древнейшего межледниковья. Однако ни макро-, ни микрофоссилии растений, обнаруженных в этой примерно 20-метровой толще осадков, не содержат безусловно древних форм. А остатки принятой за среднечетвертичную руководящую форму — *Miriophyllum boamicum* Korn., извлечены, по справедливому замечанию М. М. Пахомова (1969) из заведомо позднеплейстоценовых отложений Салангурской озерной котловины, охарактеризованных „безлесными“ пыльцевыми спектрами. С Акджарским разрезом эти отложения никак не коррелируются, так как лежат просто на поверхности дна котловины. Следовательно, выводы В. А. Васильева (1966) о среднечетвертичном генезисе содержащих флору напластований не могут быть признаны убедительными.

Переслаивание в Акджарских разрезах тонкоотмученных и песчаных осадков, нередко всего через 1,5–2 см; исчезновение по простиранию наиболее тонких, миллиметровых слоев глины и превращение их в монолитные слои; наличие хаотически разбросанных по разрезу гранитных галек до 30 см в поперечнике, деформирующих как подстилающие, так и кроющиеся слои, соответствующие нередко 100 и более циклам осадконакопления (рис. 7), — все это заставляет усомниться

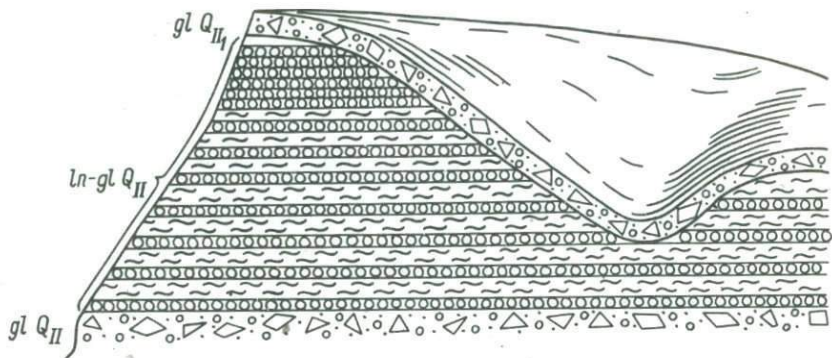


Рис. 8. Обнажение озерно-ледниковых отложений у Ақджара.

$gl Q II$  - подстилающая древнеледниковая морена;  $ln - gl Q II$  - озерно-глинисто(штрихи)-галечниковые (кружки) отложения;  $gl Q II$  - крошащийся моренный чехол.

в том, что это - ленточные глины, накапливавшиеся десятки тысяч лет.

Все сказанное привело к выводу о накоплении у Ақджара толщи озерных осадков, состоящей из суточных, а не годовых слоев (Сапов, Сидоров, 1967). В рассматриваемом разрезе значительную роль играют галечники. Причем, вверх по разрезу количество слоев галечников увеличивается и становится преобладающим (рис. 8). Не исключено, что переслаивание галечников с глинами и песками отвечает годовым флюктуациям стока в бассейне древнего небольшого водоема.

Осадконакопление, как явствует из особенностей верхней части Ақджарского разреза, сменилось размывом и образованием пологохолмистого рельефа. Очевидно, образование рассматриваемой толщи соответствует началу активного таяния ледника и постепенному увеличению интенсивности этого процесса вплоть до эрозионных врезов. Следовательно, ленточные глины генетически связаны с подстилающей мореной, в которой сравнительно недолго существовало подпрудное озеро. Все доводы в пользу среднечетвертичного генезиса озерных отложений, таким образом, должны быть распространены и на вмещающий их моренный субстрат.

Несколько слов о сроках существования водоема. Глины накапливались в небольшом, кратковременно существовавшем озере, с берегов которого на дно обрушивались гальки. Если принять положение об отложении отдельных слоев глин в течении суток, а не года, то нетрудно рассчитать число лет, за которое могла накопиться толщина осадков в 75-80 тыс. суточных циклов. Поделив 80 тысяч на 365 суток в году, получим около 219. Следовательно, какая бы часть

озерных осадков ни была размыта, время их накопления ограничено периодом в несколько сотен, а не тысяч лет.

Суммируя имеющиеся факты, картину полупокровного оледенения бассейна оз. Яшилкуль можно представить в следующем виде. Ледник, заполнявший Аличурскую долину, доходил до окрестностей кишлака Акджар, где оставил морену, перекрытую ныне отложениями последнего межледниковья и позднеплейстоценовой мореной. С юга к нему присоединился ледник, двигавшийся по долине Комарутек от перевала Харгуш. Последнего не существовало еще как водораздела и здесь льды из Зоркульской озерной котловины могли перетекать в эту долину. Харгуш представляет собой типичный долинный перевал, так же как и соседний — Кумды. Аналогичное явление наблюдалось и в левой составляющей Аличура — Гурумды. Там связь морен с ледниками Зоркуля отмечалась и в эпоху последнего оледенения (Клуников, 1933; Николаев, 1934; Ренгартен, 1935).

У места слияния ледников, сползавших с востока по основной долине Аличура и с юга — от Харгуша, они обтекали останец коренных пород. Ледники придали ему характерную форму и оставили на его темных сланцеватых склонах множество серых гранитных валунов. Глетчер, спускавшийся в Аличур с юга, принимал крупные притоки справа из долин второго порядка — Кумды, Тамды, Шегембет и слева — с пика Кызылданги. Этот массив был в среднем плейстоцене мощным центром оледенения. Ледники, формировавшиеся на его склонах, заполнили Булункульскую котловину. Вполне вероятным представляется, что котловина оформилась позднее, в последнем межледниковье, когда поднялось ее горное обрамление. Во всяком случае, сохранившиеся здесь фрагменты морен позволяют утверждать распространение глетчерных льдов на север до Аличура, где они оставили следы экзарации и гранитные валуны на правом склоне над устьевой частью долины. Несколько выше по течению основной реки, у массива Ган, утрачивал энергию стока главный Аличурский глетчер. Погребенная морена у Акджара подкрепляет это и свидетельствует о позднейшем поднятии горного обрамления Булункульской котловины.

В целом, ледники заполнили все долины, над которыми возвышались гребни хребтов, отдельные горные узлы и вершины. Южные склоны хр. Базардара, очевидно, оледеневали в несколько меньшей степени, чем северные Южно-Аличурского (рис. 9). Правый (южной ориентации) склон Аличурской долины освободился от полупокровного оледенения несколько раньше левого (обращенного на север). В период таяния льдов вдоль него стекали флювиогляциальные воды, размывшие моренные отложения. Этим, по всей вероятности, и объясняется их плохая сохранность на южных склонах рассматриваемой долины. В ряде мест под гребнем Южно-Аличурского хребта хорошо сохранились древнеледниковые цирки. Один из них — в верховьях Колучкола, левого притока Гурумды, — интересен тем, что выработан в коренных породах из серого гранита, рассеянного по всей Аличурской долине, и острым гребнем отделен от такого же цирка

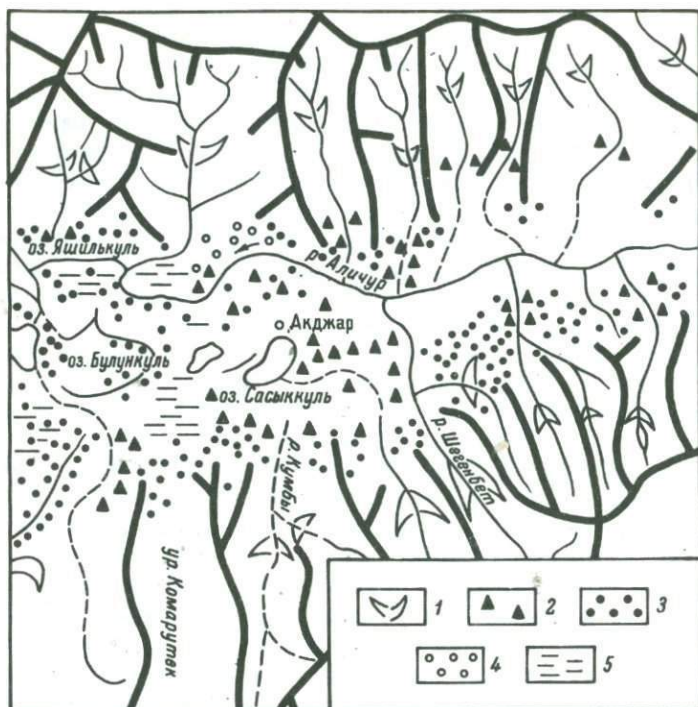


Рис. 9. Схема размещения древнеледниковых отложений в бассейне р.Аличур.

- 1 - морены второй стадии позднеплейстоценового оледенения ( $Q_{III_2}$ );  
 2 - морены первой стадии позднеплейстоценового оледенения ( $Q_{III_1}$ );  
 3 - морены среднечетвертичные ( $Q_{II}$ ); 4 - морены раннечетвертичные ( $Q_I$ ); 5 - речные и озерные отложения.

на южном склоне. Последнее обстоятельство лишний раз подтверждает грандиозные масштабы среднечетвертичного оледенения Зоркульской котловины, подобно Аличуру заполнявшейся льдами целиком.

Из Зоркульской котловины глетчер сползал по долинам рек Памира и Пянджа, очевидно, принимая мощный приток из левой составляющей последнего - Вахандарья, и доходил почти до поворота главной реки на север (Сидоров, 1959). Об этом свидетельствует ледниковая обработка правого склона долины Пянджа, сложенного докембрийскими метаморфическими породами. Особенно ярким примером ледниковой морфоскульптуры могут служить обнажения кристаллических пород над Лянгаром, превращенные глетчером в курчавые скалы, на гладкой поверхности которых первобытные охотники выбили массу петроглифов (Ранов, 1960; Ранов, Гурский, 1966). Довольно широко представлена на обращенном на юг склоне долины Пянджа и

размытая древняя морена. Нередко обнажения древних морен связаны с фрагментами позднечетвертичных террас.

Размытые остатки конечной морены Пянджского среднечетвертичного ледника не могут локализоваться у Мульводжа, как полагал В.Д.Наливкин (1932). Это предположение автора основывается на том, что выше Ишкашима (примерно в 10–15 км) значительный участок гребня Гиндукуша сложен гранитами. Пойма Пянджа под этими склонами заполнена крупными, различной окатанности обломками последних. Это скорее следы посленного оледенения, чем предыдущего. А вот несколько выше лежащего под гранитным гребнем участка долины, на террасе, в изобилии рассеяны хорошо окатанные валуны серых гранитов, которые, быть может, имеют отношение к среднечетвертичной ледниковой эпохе.

В бассейне Шахдары почти все долины несут отчетливые следы двух оледенений. От первой эпохи ( $Q_{II}$ ) сохранились древние трогги, в которые вставлены молодые трогги глетчеров последнего оледенения. В них нередко сохранились и молодые морены. В частности, вся долина истока Шахдары – Джаушангоза представляет собой огромный среднечетвертичный трог. Великолепно сохранились два трога в долине р.Наспар, левого притока Джаушангоза. Причем, с молодым, вставленным в среднечетвертичный, трогом связана свежая морена в приустьевой части.

Остатки древней конечной морены Джаушангальского ледника находятся, по наблюдениям автора, в нижней части типичного широкого трога этой долины, на левом берегу реки, ниже впадения притока Тупхона. Морена отчетливо выражена в рельефе, и река, обогнув ее справа, далее врзается в днище древней долины Шахдары. Ниже по основной долине глетчер этой эпохи ( $Q_{II}$ ) не спускался, но ее могли местами подпруживать ледники боковых долин. Морены последних размыты и лишь кое-где сохранились их фрагменты. Например, на уступах и перегибах склонов долины Шахдары, ниже озерноледникового плато Шугнанского хребта, их отмечал Р.И.Селиванов (1958).

А.К.Трофимов (Атлас . . . , 1968) также указывает на фрагменты древних морен в бассейне Шахдары и показывает на карте древнего оледенения заполнение глетчером Джаушангозского трога. Этот исследователь отмечает признаки древнего оледенения притоков Гунта, долина которого целиком льдом не заполнялась. С поправкой на возраст фрагментов морены данной ледниковой эпохи ( $Q_{II}$ ; а не  $Q_I$ ) с этим мнением А.К.Трофимова можно вполне согласиться. Упомянутая Б.П.Бархатовым (1950) морена восточнее кишлака Дебасты, как показали наблюдения автора, – продукт деятельности ледника из долины левого притока Гунта – Ривакдара.

Оледенение, в том числе и древнее, изучалось в бассейнах Бартанга и Язгулема Б.П.Бархатовым (1950), который фиксировал здесь признаки двух ледниковых эпох. Отмеченные им в основной долине Бартанга морены оставили, по мнению автора, боковые глетчеры. В этом отношении правильными кажутся взгляды А.К.Трофи-

мова (Атлас . . ., 1968), согласно которым эти долины Бадахшана целиком глетчерами в эпоху полупокровного для Памира оледенения не заполнялись. Последнее может относиться и к Ванчу.

Учитывая расположение верховьев долин Язгулема и Ванча в наиболее активно воздымавшейся части зоны молодых субмеридиональных поднятий — на хр. Академии Наук, можно предполагать, что в них среднечетвертичные морены находились или примерно там, где лежат ныне позднеплейстоценовые, или несколько выше. И в том, и в другом случае в последнюю ледниковую эпоху они подвергались уничтожению и погребению. Изучение детальных описаний в монографии Р. Д. Забирова (1955) подкрепляет правомерность такого предположения. Кроме того, нет причин отрицать возможность сопоставления близких по длине глетчеров различных эпох оледенений ( $Q_{II}$  и  $Q_{III}$ ) в Бадахшане, бассейне Муксу и Алае. В последних двух областях наблюдается наложение и вложение разновозрастных морен ( $Q_{III}$  в  $Q_{II}$ ). Не исключено, что в долинах Ванча и Язгулема последняя ледниковая эпоха была чуть больше и активнее предыдущей в связи с активизацией новейших поднятий. Поэтому глетчеры последней эпохи ( $Q_{III}$ ) перекрывали древние морены ( $Q_{II}$ ).

Обзор среднечетвертичного оледенения в пределах Памирского нагорья позволяет выделить местонахождение с наиболее хорошо сохранившимися многообразными и типичными для всего региона его свидетельствами (древний трог, яркие следы экзарации, обширное конечно-моренное поле и сопрягающиеся с ним высокие террасы). Это — долина и бассейн р. Аксу. Здесь имеются также признаки каракульской ( $Q_I$ ) и „полный набор“ следов деятельности глетчеров последней ледниковых эпох (Сидоров, 1968; Сидоров, Сапов, 1970). Сопоставление свидетельств трех ледниковых эпох в этом бассейне по особенностям залегания морен и их фрагментов, сравнительный анализ петрографического состава последних позволяют судить о возрасте обширного моренного поля у Тохтамышша. Оно могло сформироваться только у конца среднечетвертичного глетчера, заполнявшего льдом всю верхнюю часть бассейна Аксу (Сидоров, 1959; Рейман, Сидоров, 1962; Ранов, Сидоров, 1965 и др.). Следовательно, свидетельства его деятельности в долине Аксу можно принять за стратотип среднечетвертичной эпохи оледенения Памира и именовать эту эпоху аксуйской.

Плато Тупчак находится вне Памира, и его среднечетвертичные морены, как показано выше, к нему отношения не имеют. Кроме того, „Тупчакская“ эпоха оледенения датируется создателями рабочей стратиграфической шкалы четвертичных отложений Таджикистана (Атлас . . ., 1968, и др.) ранним плейстоценом. Отчетливых следов деятельности древнейших глетчеров на плато Тупчак нет и вряд ли можно здесь искать, так как до среднечетвертичного времени хребтов Петра I и Заалайского еще не существовало, а ледник Федченко оканчивался в Алайской долине, а не на названном плато. Все это заставляет отказаться от употребления термина „тупчакская“ в применении к ледниковой эпохе Памира.

### 3. Характерные черты среднеплейстоценовой растительности

Первым обнаружил макрофосцилии растений в межледниковых отложениях близ перевала Кокбай С.И.Клунников (1934). Из его сборов были определены крупнейшим советским палеоботаником А.Н.Криштофовичем злаковые и двудольные. Из-за плохой сохранности растительных остатков злаковые не были определены до рода, а двудольные — отнесены к вересковым (*Ericaceae*), к роду *Andromeda* sp. или *Vaccinium* sp. В.В.Лоскутов (1964) совершенно справедливо полагает, как убедился и автор, что ему удалось посетить то же обнажение, из которого С.И.Клунниковым были взяты образцы породы, содержащей флористические остатки. Повторные сборы образцов флороносных аргиллитов из данного обнажения пока не дали определяемого материала.

А.Н.Криштофович считал рассматриваемые макрофосцилии не древнее третичных и реконструировал условия их произрастания как приполярные или высокогорные.

В непосредственной близости, в нескольких километрах от места сбора макрофосцилий древней флоры, из трех разрезов разновозрастных отложений (кокбайский комплекс) М.М.Пахомовым (1964, 1965) получен интересный палинологический материал. Все флороносные отложения у Кокбая относятся, по мнению этого исследователя, к единому палеогеографическому этапу, что нельзя не признать справедливым. Образцы пород, отобранных для спорово-пыльцевого анализа, содержат, как правило, не менее 50% пыльцы древесных от общего числа пыльцевых зерен. Иногда этой пыльцы 70–90%, но в отдельных случаях ее количество снижается до 25–30% (там же). Такое большое содержание пыльцы древесных в образцах считать полностью принесенным ветром издалека, по-видимому, нет оснований.

Анализ процентного содержания пыльцы в образцах и сопоставление положения последних в горизонтах разрезов позволил М.М.Пахомову (1965) выделить в несколько фаз в развитии растительного покрова того высотного пояса, в котором формировались эти отложения: а) фазу темнохвойной тайги; б) фазу кедрового (*Cedrus*) леса; в) фазу смешанного хвойно-широколиственного леса; фазу смешанного хвойного леса; фазу соснового леса; фазу можжевеловых редколесий.

Аргиллиты с макрофосцилиями могут соответствовать, по мнению автора, первым трем или четырем фазам развития растительного покрова и осадконакопления, так как их галька отмечена в горизонтах, соответствующих двум последним фазам.

М.М.Пахомов (1964, 1965, 1969), как можно понять из его трудов, не придавал самостоятельного стратиграфического значения своим данным спорово-пыльцевого анализа. О возрасте отложений, из которых отбирались образцы для палинологического изучения, он упоминает всегда со ссылкой на авторов рабочей стратиграфической шка-

лы. Поэтому все сказанное о возможной хронологии „бахмалджилгинских“ отложений вполне справедливо и для местонахождений с флорой у Кокбая. Напомним, что автор настоящего труда считает вполне допустимым датировать их первым межледниковьем, а не более древней эпохой, как это принято в упомянутой шкале. Мнение А.Н. Криштофовича о том, что остатки растений, собранные у перевала Кокбай С.И.Клуниковым, не древнее третичных, не исключает отнесение их к плейстоцену. Это отметил и В.В.Лоскутов (1964) обоснованно выражавший сомнения в правильности определения С.И.Клуниковым (1934) возраста ледниковых отложений Кокбая как олигоценовых.

В.В.Лоскутов (там же) заметил противоречие между палеогеографическими заключениями А.Н. Криштофовича и М.М.Пахомова. Однако не придавал этому значения. По его мнению, „времени отложения бахмалджилгинского комплекса соответствовал более суровый климат (заключение А.Н. Криштофовича по образцам С.И.Клуникова), который к концу этапа становится значительно теплее, о чем можно судить по наличию в спорово-пыльцевом спектре, наряду с кедром, елью, сосной, пихтой, таких широколиственных пород, как дуб, береза, граб, орех, теплолюбивый ликвидамбар и др.“ (Лоскутов, 1964, с.69). Такое истолкование палеоботанических данных совершенно неприемлемо прежде всего из-за несоответствия стратиграфического положения образцов с макрофоссилиями началу неверно охарактеризованного палеогеографического этапа. Флороносные аргиллиты найдены в „верхах разреза . . .“ (Лоскутов, 1964, с.96) и могут быть сопоставлены с отложениями, сформировавшимися в конце, а не в начале межледниковья. М.М.Пахомов (1964), анализируя ту же самую спорово-пыльцевую диаграмму, убедительно обосновывает наступление к концу рассматриваемого отрезка времени заметного похолодания.

Как бы там ни было, приполярные или высокогорные условия и условия среднегорной темнохвойной тайги трудно представить существовавшими почти одновременно в одном и том же пункте. По мнению автора настоящего труда, пересмотру подлежит оценка природных условий, предложенная на заре палеогеографического изучения Памира А.Н. Криштофовичем. Из двух намеченных им при определении плохо сохранившихся фосцилизированных остатков растений родов вересковых - *Andromeda* sp. или *Vaccinium* sp.- предпочтительнее рассмотреть последний. Такие его представители, как черника, связаны в своем распространении не только с тундрой и тайгой (*V. myrtillus* L.), а один из видов произрастает в дубовых и буковых горных лесах Западного Закавказья (*V. arctostaphylos* L. - Растительный покров СССР, 1956).

Имеются еще более перспективные для палеогеографических реконструкций в рассматриваемом районе представители рода *Vaccinium*. Они, например, весьма обычны в горных лесах „умеренного пояса“, расположенного в диапазоне абсолютных отметок 2800-

3500 м на высоких нагорьях Юннани и Северо-Восточной Бирмы (Handel-Mazzetti, 1921, 1929-1937). В посвященной деревьям и кустарникам работе А. Редера (Rehder, 1949, с. 748) о роде *Vaccinium* приведены следующие полезные для палеогеографии сведения: „Листопадные или вечнозеленые кустарники, редко деревья . . . Около 130 видов в северном полушарии от арктического круга по направлению к тропикам“. Десятки представителей этого рода обитают ныне в горных лесах, в частности в Гималаях и Юннани. Не исключено, что под перевалом Кокбай найдены остатки близко родственных к обитающим там формам *Vaccinium*.

М. М. Пахомов (1965) приводит следующий список родов растений, пыльца которых была выявлена в образцах, отобранных в обнажениях „бахмалджилгинских“ отложений: *Abies*, *Picea*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Pinus*, *Juniperus*, *Ostria*, *Corylus*, *Betula*, *Alnus*, *Carpinus*, *Pterocarya*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Quercus*, *Fagus*, *Acer*, *Tilia*, *Liquidambar*, *Salix*, *Lonicera*. Наряду с пыльцой древесных представлены пыльцевые зерна травянистых растений, среди которых преобладают принадлежащие маревым, злаковым и эфедре. Имеются и споры. Наиболее характерные из их состава относятся к *Cryptogramma*, *Botrychium*, *Ophioglossum*, *Bryales*.

Преобладают в спорово-пыльцевых спектрах пыльца хвойных — ели, кедра, сосны и пихты. Поскольку М. М. Пахомову (1962) удалось определить до вида гималайский кедр (*Cedrus deodara*), то флористические связи Памира в первом межледниковье с Гималаями никаких сомнений вызывать не могут. На южном склоне этой горной системы и Гиндукуша до сих пор произрастают представители большинства родов древесных, перечисленных в списке М. М. Пахомова. Важно и то обстоятельство, что в этом списке нет наименований флористических таксонов не существующих ныне растений. Следовательно, состав ископаемой флоры Памира из отложений первого межледниковья не дает оснований относить ее к третичному периоду, ряд представителей растительного мира которого исчез с лица земли.

Для достаточно полного уяснения характера растительного покрова Памира в первой половине среднечетвертичного этапа развития его природы необходимо рассмотреть особенности экологии и синэкологии растений, которые в современном растительном покрове южных склонов Гиндукуша и Западных Гималаев отсутствуют, что установлено по литературным источникам (Helge, Wendelbo, 1964; Hemsley, 1902; Kitamura, 1964; Puri, 1960; Schweinfurth, 1957; Ward, 1934, 1936). Из них интересны прежде всего виды родов *Liquidambar*, *Ostria*, *Pterocarya*, *Tsuga*, *Zelkova*.

Род *Liquidambar* ныне представлен 4 видами, известными в приатлантической Америке (Северной), Новой Мексике, Малой Азии, Южном Китае и Формозе. В культурных условиях род распространен в странах с температурой не ниже 5°, при средней годовой

около 14°; — писал Е.П. Коровин (1934, с.75); предпринявший первую попытку палеогеографической реконструкции третичных лесов Казахстана. По-видимому, этот видный советский флорист и палеоботаник сознательно сосредоточил внимание на обитающих во влажных субтропических или близких к ним условиях в горах (например, в южной части Сьерра Мадре до абс. высоты 2000 м обитает *L. styraciflua* — Ильинский, 1937) видах рода ликвидамбар и не упоминал о его тропических представителях в Индо-Малайской области.

Род *Ostria Scop.* (хмелеграб) имеет своих представителей в следующих местонахождениях: 1) на Балканах (*O. carpinifolia Scop.*), в Южных Родопях, на абс. высотах 600–800 м во влажном лесу из грецкого ореха и хмелеграба с участием бука, дуба, граба, ясеня, лещины; 2) в лиственных лесах о.Хоккайдо (*O. japonica Sarg.*) в сочетании с двумя видами дуба, грецким орехом, грабом и другими породами; эти леса окружены преобладающей на острове елово-пихтовой тайгой; 3) в лесах на склонах Южной Сьерра Мадре на абс. высотах 1000–2000 м в сочетании с ликвидамбаром, грабом, магнолиями и другими лиственными породами с примесью сосен (Ильинский, 1937).

Виды рода *Pterocarya Künth* (лапина) произрастают в уже упоминавшихся смешанных горных лесах Юннани и Северо-Восточной Бирмы в сочетании с хвойными (торреей, тсугой, пихтой, елью) и лиственными (березой, вишней и др.). В густом кустарниковом ярусе здесь представлены виды смородины, рябины, рододендронов, бамбуки и, что особенно примечательно, *Vaccinium*. Масса лиан и мхи, покрывающие толстым ковром упавшие деревья, дополняют картину этих реликтовых лесов. В Юго-Западном Китае они представлены в высотном диапазоне 2000–3000 м над ур. ок. и именуется нередко „моховыми“ лесами (Грубов, Федоров, 1964). В составе последних, как можно видеть, ныне совместно сосуществуют многие виды из тех родов растений, чьи микро- и макрофосцилии обнаружены в „бахмалджилгинских“ отложениях на Памире. Описавший эти леса Хандель-Маззети (*Handel-Mazzetti*, 1921, 1929 – 1937) называл их, и не без основания, горными гемигилеями. Для местообитаний, занятых этими гемигилеями, характерно обильное атмосферное увлажнение круглый год. Зимой здесь выпадают большие, быстро таявшие снега, летом постоянно идут муссонные дожди. Второе местообитание представителей этого рода — широколиственные леса южной части о.Хоккайдо, вкрапленные в общий фон елово-пихтовой тайги, где лапина (*P. rhoifolia S. etz.*) произрастает в сочетании с каштаном благородным и конским, кленом, буком, ясенем, ольхой, бархатом и другими породами.

Виды *Tsuga carr.* ныне произрастают в следующих местах: 1) *T. dumosa (Don.) Eiche* — в лесах южного склона Центральных и Восточных Гималаев; 2) два вида — в упомянутых гемигилеях Юннани и в Юго-Восточном Китае; 3) в смешанных лесах Аппалачских гор (гемлок) с буком, грабом, березой, кленами и

елями, соснами, пихтами; 4) два вида выступают в качестве лесообразователей темнохвойной тайги на северо-западе Америки (Толмачев, 1954).

Род *Zelkova Sprach.* — явно реликтовый. Его представители обитают в рефугиумах третичной флоры субтропиков, входя в состав колхидских и гирканских смешанных широколиственных лесов (*Z. hyrcana* Grossh. et A. Jarm). В Ленкорани к их лесообразующим породам — каштанolistному дубу, железному дереву, грабу — присоединяются наряду с дзельквой шелковистая акация, инжир, хурма, клен и др. (Фастительный покров СССР, 1956). Климат здесь мягкий и влажный. В лесах обитает ряд вечнозеленых растений (даная, гирканский падуб, иглица и др.).

Этого краткого и неполного обзора особенностей исчезнувших из состава растительности южных склонов Гиндукуша и Западных Гималаев флористических элементов все же вполне достаточно для некоторых выводов. Один из них — вывод о более влажной, а может быть, и несколько более теплой, чем в указанных районах на соответствующих высотах ныне, природной обстановке, существовавшей в первом межледниковье на Памире. Конкретнее, его природные условия в рассматриваемую эпоху, по всей вероятности, приближались к имеющимся в современной Юннани. В горах последней по сей день произрастают совместно в фитоценозах влажных „мшистых” (Панфилов, 1964) лесов — горных гемигилей — родственные исчезнувшим из состава флоры прилегающих к Памиру с юга лесных областей и входящие в нее древесные, кустарниковые и иные формы растений. Это — тсуга, пихта, ель, береза, вишня, смородина, рябина, рододендрон, *Vaccinium* (кстати, в горных лесах Юннани в кустарниковом ярусе много различных *Ericaceae* — Федоров, 1957) и мхи, о которых упоминалось в начале раздела. Только так, по мнению автора, можно объяснить одновременное захоронение в „бахмалджилгинских” отложениях Кокбая остатков перечисленных растений.

Нельзя забывать, что в указанных отложениях, содержащих ископаемую лесную флору обнаружены также микрофосцилии травянистых растений, среди которых „обычно доминирует пыльца маревых, злаковых и эфедры” (Пахомов, 1965, с.7). Общеизвестная сложность рельефа и многообразие экологических условий в горах даже на небольших по площади участках нередко приводят к произрастанию на склонах различных экспозиций лесов и безлесных растительных сообществ (Сидоров, Поталов, 1965). Опираясь на эти реально существующие современные сочетания, можно объяснить и наличие пыльцы растений упомянутых „нелесных” семейств в „лесных” пыльцевых спектрах. Из чего не следует, однако, что древние маревые и эфедры обитали в „ксерофитных растительных группировках” (Пахомов, 1965, с.7), не говоря уже о злаковых. П.Н.Овчинников (1955, с.112) писал: „Филогенетическая преемственность ни в коем случае не может служить основанием для признания постоянства экологии предковых и современных представителей флоры. Поэтому даже такие, ныне архипустынные, растения, как *Eurotia ceratoides* и

*Nitraria* ... не могут для всех времен рассматриваться как жители пустынь."

Смену условий на Памире в эпоху первого межледниковья в свете сказанного выше можно представить следующим образом. Влажная теплая природная обстановка субтропических гемигилей перед вторым полупокровным оледенением несколько изменилась в сторону уменьшения увлажнения и похолодания. В это время господство в растительном покрове перешло к сосновым лесам и арчевникам. Понятно, что о приполярных или высокогорных условиях в пределах нагорья в период накопления флороносных толщ у Кокбая после принятого выше выяснения палеогеографической обстановки говорить не приходится. При этом необходимо констатировать, что без обзора синэкологии исчезнувших на ближайших к Памиру горных системах растений нельзя восстановить общий характер его растительного покрова и природные условия прошлого. Природные условия южных склонов Гиндукуша и Западных Гималаев существенно изменились с начальной эпохи среднечетвертичного этапа до наших дней. По-видимому, прогрессирующая аридизация территории Пенджаба и пустыни Тхар коснулась растительного покрова склонов прилегающих горных систем.

Возможно, живым свидетелем тех отдаленных времен является представитель мезофильно-лесной флоры - *Schoenoxiphium hissaricum* Pissjak. Он произрастает в Бадахшане на правом берегу Пянджа и неоднократно гербаризовался ботаниками. Единственное местообитание данного реликта - в скальном укрытии у ключевого болотца - имеет характер убежища. Описан этот вид В.В.Письяковой (1950) по ее сборам на южных склонах Гиссарского хребта, в бассейне р. Варзоб. Основная часть представителей рода *Schoenoxiphium* обитает в лесном поясе Гималаев и гор Юго-Западного Китая, один вид - в горных лесах Южной Африки. Наиболее близок к *S. hissaricum* - *S. laxum* (Nees.) Kük., произрастающий в Восточных и Западных Гималаях до Кашмира. Длительная изоляция наложила, однако, на эти виды черты значительных морфологических различий (Письякова, 1950). Предковые формы Гиссарско-Бадахшанских и Гималайско-Юннаньских видов *Schoenoxiphium* в первом межледниковье, вероятно, имели еще единый, неразорванный ареал. Поднятие и мощное оледенение Памира в среднечетвертичную эпоху разобщило представителей этого рода.

#### 4. Основы палеогеографии среднего плейстоцена

Для обоснования наименования среднечетвертичного этапа развития природы Памира обратим внимание на следующие обстоятельства. Стратотип древнеледниковых отложений находится на юго-востоке Памира - в верховьях Аксу. Мощными центрами среднечетвертичного оледенения были обрамляющие нагорье с востока массивы Каш-

гарского хребта (Западного Куньлуня) – Кингтау и Музтагата. Таким образом, восточная периферия Памира несет яркие следы ледниковой активности среднего плейстоцена. Поэтому представляется оправданным сохранить за среднечетвертичным этапом и комплексом соответствующих ему отложений название „Восточно-Памирский“, употреблявшееся ранее, но в другом смысле и применении (Васильев, 1966; Чедия, 1971, и др.). Теперь под среднечетвертичным Восточно-Памирским этапом развития природы следует подразумевать две эпохи – первого кокбайского межледниковья и второго полупокровного аксуйского оледенения.

Межледниковье отличалось повышенной тектонической активностью, обусловившей существенную перестройку рельефа и гидросети. К кокбайской эпохе относится становление современного рельефа Памира, который с той поры и до наших дней развивался без коренных изменений общего плана строения. Глетчеры второго плейстоценового оледенения нагорья переработали в трогии молодые долины, двигаясь по ним из новых центров оледенения. Наиболее ярким примером сказанного является Заалайский хребет, ставший единым водоразделом только в эпоху первого межледниковья и впервые ставший центром оледенения только в аксуйскую эпоху.

На фоне этих основных событий среднечетвертичного этапа развития природы были и исключения. Верховья некоторых древнейших долин не претерпели большой перестройки. Они были углублены основными реками в первом межледниковье и преобразованы во вложенные трогии в эпоху второго оледенения. Причем древнейшие трогии по большей части были сильно расчленены водно-ледниковой эрозией как в рассматриваемом этапе, так и впоследствии. Примерами таких, унаследованно развивавшихся с третичного времени участков территории Памира могут служить верхние части речных систем Аксу-Мургаба, Аличура-Гунта, Памира-Пянджа, истоки которых частично (Аксу) или полностью (две последних) сменили направление и бассейны стока в среднем течении.

На субмеридиональном поднятии, разделившем Памир и Бадахшан, возник ряд новых центров среднечетвертичного оледенения. Особой тектонической активностью отличались участки, прилегающие к местам пересечения субмеридиональных поднятий и субширотных антиклиналей и разломов, разделяющих тектонические зоны Памира и Бадахшана с древнейших времен (Бархатов, 1963). Именно на этих участках были заложены молодые долины Нижней Кокуйбельсу, Верхнего Гунта, Тогузбулака, Памира. Последовавшее за коренной перестройкой гидросети среднечетвертичное полупокровное оледенение сыграло ведущую роль в оформлении поверхности Памирского нагорья. Именно с этой эпохи унаследованы сглаженный общий характер рельефа, многочисленные древние трогии, в том числе и такие обширные, как Аличурская долина (Сидоров, Сапов, 1965).

Таким образом, природные процессы среднечетвертичного этапа имели весьма существенное, если сказать главное, значение в формировании основных элементов рельефа Памира.

Первые, немногочисленные пока, палеоботанические данные позволяют судить о климате и растительности эпохи первого межледникового в рассматриваемом регионе и прилегающих областях. Палеогеографический анализ этих материалов приводит к выводу о том, что аналогами древних лесов Памира могут быть влажные, субтропического характера горные леса Юго-Западного Китая и в особенности — гемигилей Юннани. В районах распространения таких лесов преобладают почвенные разности горных красноземов и желтоземов (Глазовская, 1964; почвенная карта Китая), горные серо-бурые и желто-бурые лесные почвы, выделенные И.П. Герасимовым и Ма Юнджи (1958). В достаточно увлажняемых темнохвойных горных лесах Юго-Восточного Тибета (Верховья Меконга и Янзы) формируются бурые лесные почвы, а в широколиственных и более сухих сосновых древостоях — красноземы (Зонн, 1964). Эти факты наводят на мысль: не является ли нередко хорошо выраженное преобладание красновато-бурых и желтых тонов в кокбайских отложениях наследием природных условий, сопоставимых с современными в горных лесах Юннани и Сино-Тибетских гор на соответствующих высотах. Такое соображение может служить подспорьем для определения уровня произрастания среднеплейстоценовых лесов Памира.

В первой главе была предпринята попытка сугубо ориентировочно установить возможную высоту Памирского нагорья в эпоху первого оледенения. Она оценивается величиной не менее, чем в 2000–2500 м. В интерпретации М.М.Пахомова (1969), кокбайские отложения, содержащие флору, формировались на отметках 2400–3000 м абс. высоты. По мнению автора, это первая котловина среднечетвертичного этапа развития природы Памира.

М.М.Пахомовым (1965) установлены фазы смен растительного покрова в том высотном поясе, где накапливались флороносные слои. Они были обусловлены прежде всего колебаниями климата, связанными как с общепланетарными ритмами, так и с поднятием нагорья. Первое можно считать причиной, объясняющей потепление и смену фаз темнохвойной тайги (а) кедровыми (б) и хвойно-широколиственными лесами (в); второе, по-видимому, обусловило похолодание и переход от смешанных хвойных лесов (г) к сосновым лесам (д) можжевеловым редколесьям (е). Однако в последнем случае смены фаз могли произойти одновременно и из-за общепланетарного похолодания, предшествовавшего аксуйскому оледенению ( $Q_{II}$ ). Поэтому наиболее надежным критерием высотного положения флороносных отложений в кокбайском межледниковье будут отвечающие оптимальму природных условий фазы „в” и „г”. А они, в свою очередь, близки современным „моховым” лесам или гемигилеям Юго-Западного Китая, распространенным до уровня в 2000–3000 м, выше которого произрастают темнохвойные леса и рододендроны (Грубов, Федоров, 1964).

В верховьях Янцзы, относимых к Юго-Восточному Тибету, субтропический пояс с преобладанием краснобурых и бурых лесных почв имеет границы в 2600 м на северных и 3200 м на южных

склонах, выше преобладают темнохвойные и представлены светлохвойные сосновые леса на бурых и буроподзолистых почвах (Зонн, 1964). Органическая связь смешанных и хвойных лесов при смене фаз в растительном покрове у Кокбая и содержание достаточно большого количества пыльцы хвойных в образцах, по-видимому, дают основание полагать, что гемигилей и хвойные леса произрастают неподалеку друг от друга. Следовательно, ориентироваться в настоящих построениях нужно на верхние пределы распространения по горным склонам гемигилей и нижние — хвойных лесов. Это соображение подкрепляется явным преобладанием хвойных (сосны и кедра с участием ели и пихты, при наличии пыльцы дуба, тсуги, дзельквы, грешкого ореха, лапины и других теплолюбивых древесных), отраженным в спорово-пыльцевой диаграмме флороносных озерных глин в котловине Салангура (Пахомов, 1969). Исходя из сказанного, наиболее предпочтительным оказывается уровень в 2500–3000 м.

Нетрудно заметить, что этот результат, полученный путем сопоставления несколько иных, чем у М.М.Пахомова (1965–1969), исходных данных, мало отличается от избранных им величин в 2500–3000 м для Кокбая и 2600–2800 для Салангура. По-видимому, в настоящее время нельзя ожидать более точной и существенно отличной предварительной оценки высотного положения среднегорного лесного пояса Памира в первом кокбайском межледниковье, если, конечно, считать весь комплекс пыльцы и спор из четырех местонахождений захороненным вблизи продуцировавших их растений, а не принесенным ветром издалека.

Каких абсолютных отметок достигали в это время вершины и гребни, судить трудно, но очевидно, высота их была вполне достаточной для развития мощного аксуйского оледенения. По расчетам В.В.Лоскутова (1969, табл.1), величина суммарных амплитуд поднятий Памира в  $N_2 - Q_I - 2900$  м, по А.К.Трофимову (1970), средняя высота в период „тупчакского“ оледенения — 3300 м. Можно, казалось бы, констатировать совпадение определений высотного положения Памира, полученных совершенно различными способами (с поправкой на возраст  $Q_{II}$ ). Однако нельзя не усомниться в возможности применения использованного создателями рабочей стратиграфической шкалы четвертичных отложений Таджикистана метода расчета уровней древних поверхностей выравнивания в пределах нагорья. О какой пропорциональности поднятий эрозионному расчленению рельефа можно говорить, если последнего в главных долинах на его территории нет. Есть, как неоднократно отмечено многими (Лоскутов, 1964; Васильев, 1966; Чедия, 1971, и т.д.), погружение и погребение древних террас молодым аллювием в ряде обширных котловин, где преобладает и преобладала боковая, а не глубинная эрозия. Однако общее поднятие Памирского нагорья — настолько очевидный факт, что признается и В.В.Лоскутовым (1969) и А.К.Трофимовым (1970) и рассчитывается поэтапно именно методом пропорциональности поднятий врезам. Видимо, чтобы как-то объяснить это несоответствие, В.В.Лоскутов (1969, с.36) сформу-

лировал „еще одно важное условие: все анализируемые реки к концу каждой эпохи успевали выработать свои профили равновесия или, во всяком случае, были близки к этому“. Однако такое объяснение не может быть признано удовлетворительным потому, что на Памире со среднечетвертичного этапа (а по В.В.Лоскутову, 1962, — с  $Q_1$ ) в течении двух (или трех) этапов развития поверхности преобладает боковая эрозия и аккумуляция в основных долинах и озерных котловинах. При этом накапливаются толщи аллювия в сотни и тысячи метров (Лоскутов, 1964). Изложенные соображения относительно применимости метода пропорциональности врезов поднятиям для расчетов поэтапного воздымания Памира заставляют считать их результаты недостаточно надежными и нередко заведомо далекими от истинных масштабов поднятий в отдельные отрезки времени. По мнению автора, полученные указанным методом величины поднятий для плиоцена и раннего плейстоцена сильно завышены, а для позднечетвертичного этапа — существенно, в несколько раз занижены.

А.К.Трофимов (1970) по формуле М.Лагалли рассчитал количество осадков и высоту снеговой линии на Памире в эпохи „тупчакского“ и „ляхского“ оледенений и в межледниковье. А.А.Крейтер (1962, с.50) указывает: „сам метод подсчета не отличается большой точностью, потому что лежащая в его основе формула Лагалли, как подсказывает опыт, дает сравнительно хорошие результаты только для малых ледников. В случае большой мощности льда ошибка достигает 50%, так как в формуле учитывается поверхностная скорость ледника, значения которой нельзя распространять на всю ледниковую толщу, особенно при большой мощности. Помимо этого, очень сильно влияют на результат малейшие ошибки в оценке величины продольного уклона. Эти выводы получены нами экспериментальным путем“.

Поскольку среднечетвертичное аксуйское оледенение было полупокровным и глетчеры той эпохи имели большие размеры, постольку погрешности в расчетах по формуле Лагалли применительно к ним могут иметь существенные значения.

В работе А.К. Трофимова (1970) рассчитана величина абсолютной депрессии снеговой линии (с учетом поправки на последующее поднятие) в период „тупчакского“ оледенения, равная 2700 м, а ее положение — 2300 м над ур. ок. М.М.Пахомов (1969) палеоэкологическим способом установил высотные отметки дна Салангурской озерной котловины, находящейся ныне на уровне 4200 м, для первого кокбайского межледниковья в 2600–2800 м. Превышение горного обрамления над котловиной в среднем около 1000 м, а снеговая граница находится на отметках 5000–5100 м. В соответствии с расчетами А.К.Трофимова (1970), снеговая линия в последовавшую за межледниковьем эпоху полупокровного оледенения должна была находиться на уровне (5000–2700) 2300 м, т.е. ниже дна котловины на 300–500 м. Однако на этих высотах в горном окружении оз.Салангур нет никаких следов древней снеговой линии, зато ярко и в большом числе представлены следы экзарации древ-

них глетчеров. По-видимому, снеговая линия и их области питания находились все-таки выше, а не ниже днища рассматриваемой котловины.

Расчеты среднегодового количества осадков во время „тупчакского“ оледенения, выполненные А.К.Трофимовым (1970, табл.2) также нельзя признать правильными. Оледенение это (аксуйское — Q II, по представлениям автора), как справедливо утверждает указанный исследователь, было полупокровным. Мощность ледников того времени принимается им равной всего 300–500 м. Однако морены той эпохи своеобразным чехлом перекрывают левый склон Аличурской долины от подножия до абс. высот 4600–4800 м (Сидоров, Сапов, 1965). Днище долины имеет отметки около 3900–4000 м. Значит, отложивший морену глетчер должен был иметь мощность льда не менее, а скорее более 700 м. Эту величину еще, может быть, придется признать минимальной, если учесть вызванное ледниковой запрудой в следующем этапе (Q III) погребение днища долины (Сидоров, Сапов, 1965) под толщей аллювия в несколько сот метров (не менее 300 м — Клуников, Стратанович, 1933).

Поправка в 200 м и более существенно изменит результаты расчетов А.К.Трофимова (1970), и сделает его положение о примате понижения температуры в эпохи древних оледенений Памира иллюзорным. Признание для гор средних широт наиболее существенной роли избыточного увлажнения в ледниковые эпохи, вероятно, ближе к действительности. Понижение температуры также, очевидно, имело место, но оно могло быть вторичным, обусловленным охлаждающим влиянием ледовых масс, и не достигало рассчитанных А.К.Трофимовым (1970) величин в 6–10°.

В Юнани горы не достигают высоты снеговой линии, а количество осадков составляет 1000–1500 мм в год. В Западных Гималаях и Гиндукуше в местностях с таким атмосферным увлажнением снеговая граница находится на уровне около 5500 м. Величина такого порядка может соответствовать уровню вечных снегов на Памире в первом межледниковье. По расчетам А.К.Трофимова (1970), она располагалась ниже современного в среднем на 1550 м, т.е. (5000–1550) на высотах примерно 3500 м. Разница, как видим, существенная. Однако первая величина все же предпочтительнее. Возможно, многие хребты Памира в кокбайскую эпоху еще не достигали высоты 5500 м и не несли никакого оледенения.

Об относительной высоте снеговой границы в эпоху второго аксуйского оледенения можно судить, опираясь на реальные геоморфологические признаки. Это — древние ледниковые цирки. Их сохранилось немного. Они отмечены в верховьях Маркансу, на северных склонах Музкола и Южно-Аличурского хребта, а за пределами нагорья — на обращенном к Алайской долине склоне Заалая. Уровень днищ сохранившихся обширных ледниковых цирков всего на 200–300 м превышает днища долин, очень мало превосходя по высоте реперный уровень 4200 м. Это высота местонахождений флороносных отложений, которые в первом межледниковье формировались

на отметках среднегорного лесного яруса — 2700–3200 м. Следовательно, в аксуйскую ледниковую эпоху абсолютная высота снеговой линии намечается на (2500–3000 плюс 300) 2800–3300 м.

Такая высота снеговой границы наблюдается на широтах, сопоставимых с Памиром. Так, в горах Сьерра-Невада на Пиренейском полуострове на 37° с.ш. на высоте 2900 м находится самый низкий южный ледник Европы (Калесник, 1963), атмосферное увлажнение на этом уровне должно быть не менее 1000 мм в год; в Североамериканской Сьерра-Неваде между 38 и 37° с.ш. выше трехтысячной отметки развито современное оледенение и выпадает более 1000 мм в год осадков (Дайсон, 1966, с.20, 54); в Чилийско-Аргентинских Андах от 34–35° ю.ш. уровень снеговой линии снижается с 3500–3100 до 2000–1800 м к 39–40° ю.ш., осадков — 2000–3000 мм/год (Лукашева, 1963).

Сравнение этих ориентировочных выкладок с рассчитанными А.К.Трофимовым (1970) высотой снеговой линии (4200 м) и величиной атмосферного увлажнения (менее 400 мм/год) для эпохи среднечетвертичного оледенения показывает, что они несопоставимы. Цифры, указанные исследователем для эпохи раннечетвертичного оледенения (высота снеговой линии — 2300 м и осадки — 800 мм/год) также принципиально отличны от выведенных на основании сравнительного географического анализа. Последний, как полагает автор, дает более точное представление об аксуйской эпохе полупокровного оледенения Памира, обусловленного прежде всего атмосферным увлажнением, достигавшим величины более 1000 мм/год.

О положении снеговой границы относительно водоразделов и долин в эпоху аксуйского оледенения Памира можно судить по уровню древних обширных цирков. Особенно хорошо они сохранились на северном склоне восточного крыла Заалая, где были непосредственно открыты в Алайскую долину. Днища древних каров нередко находятся всего на несколько сот метров над пологим, перекрытым чукурами водораздельным пространством у перевала Таумурун (его отметка — 3536 м абс. высоты). Средняя абсолютная высота древних цирков на северном склоне, по Р.Д. Забирову (1955), — 4050 м, а уровень днища Алайской долины — около 3000 м. Центральная часть Заалая (между перевалами Кызыларт и Терсагар) имеет среднюю высоту 6000 м (там же, с.13). Иными словами цирки расположены в одной тысяче метров от днища долины и в двух — от гребня. И именно здесь, на водоразделе, долинные перевалы выдвинуты на север, навстречу наиболее интенсивной регрессивной эрозии и экзарации.

В эпоху полупокровного оледенения повышенная энергия карообразования и вызванное ею перетекание фирна через седловины гребней в переметных ледниках обусловили смещение на юг под воздействием регрессивной экзарации ряда широтно ориентированных водоразделов (Костенко, 1969, 1970). Как же при этом уцелели долинные перевалы в самой высокой части Заалая? Описавший их О.П. Сапов (1969а) объясняет сохранение фрагментов древнейших долин очень высокой скоростью поднятий, успевавших возносить гребень хребта „за пределы досягаемости“ эрозии и экзарации.

## 1. Особенности последнего межледниковья

Исследователи, занимавшиеся палеогляциологией Памира и Алая, единодушно констатируют скромные размеры ледников последнего оледенения по сравнению с глетчерами предыдущей ледниковой эпохи. Причиной такого соотношения двух последних ледниковых эпох могло быть только уменьшение увлажнения и повышение снеговой линии. На этом фоне район примыкающего к нагорью с северо-запада бассейна Муксу выступает как некое исключение. Ренее установлено, что в урочище Ляхш в древнюю морену, лежащую на цоколе палеозойских пород, вложена морена последнего оледенения ( $Q_{III}$ ), перекрывающая красноцветный аллювий Кызылсу во врезе в палеозой. Следовательно, Муксуйский ледник и в средне-, и в позднеплейстоценовое время, в отличие от большинства одновозрастных глетчеров Памира, Бадахшана и Алая, достигал почти одинаковой длины. Объясняется это воздыманием областей питания данного древнего ледника приблизительно на ту высоту, до которой поднялась вследствие уменьшения атмосферного увлажнения снеговая линия.

Подобные взаимоотношения морен последнего оледенения с гляциальными комплексами предыдущей, аксуйской эпохи наблюдаются и в ряде других, наиболее активно поднимавшихся участков Памира и северного склона Заалая (Сидоров, 1965; Сидоров, Сапов, 1970).

Изложенное позволяет наметить наиболее характерные черты развития природы Памира и окружающих его областей в эпоху последнего межледниковья. Одна из них, унаследованная от предыдущих этапов, — дифференцированное поднятие, особенно отдельных периферийных участков, другая, обусловленная в значительной степени первой — прогрессирующая аридизация, коснувшаяся более всего внутренних районов нагорья и вызвавшая существенное повышение снеговой линии.

Северная окраина Памира — Заалайский хребет, сформировавшийся в предыдущем этапе, продолжал подниматься в последнем межледниковье. Детально новейшая тектоника этого высочайшего горного сооружения описана О.П.Саповым (1968). Особенности залегания морен двух последних ледниковых эпох позволили ему прийти

к выводу о примерно одинаковых по размаху восходящих движениях всего Заалайского хребта в позднечетвертичное время (Сидоров, Сапов, 1970). Затем полевые работы дали возможность внести некоторые уточнения. Очевидно, на фоне общего воздымания Заалая особой активностью выделялся участок на меридиане хр. Академии наук, где его пересекает мощное поднятие. Оно сопровождалось активной эрозией и поэтому древнеледниковые отложения в устьевых частях долин Швее и Кульдук, находящихся близ линии наивысших воздыманий, не сохранились. Однако на восточном и западном крыле поперечного поднятия в долинах Берксу, Алтындара и Кантсу, Гулома наблюдается почти полная аналогия в сохранности и размещении моренных комплексов двух последних эпох оледенения всему северному склону Заалая (Сапов, Сидоров, 1972).

Думается, что подобное уточнение должно коснуться и оценки межледниковых воздыманий участка хребта у пика Ленина. Области питания древних ледников, оставивших морены у подножия пика Ленина и на Ляхше, находятся на субмеридиональных поднятиях, протягивающихся от Зулумарта и др. Академии Наук по всей западной периферии Памирского нагорья. Особая активность воздыманий в этой полосе фиксировалась различными методами (Трофимов, 1962; Чедия, Трофимов, 1962; Белоусов, 1973, и др.). Под пиком Ленина межледниковое воздымание выражается в особенно четком наложении морены последнего ледниковья на среднечетвертичные чукуры, несколько отличном от „обычных“ взаимоотношений этих моренных комплексов у подножия северного склона хребта.

Для данного участка автор пытался сугубо ориентировочно оценить размах межледникового поднятия (Сидоров, 1965), опираясь при этом на имеющиеся в литературе сведения о депрессии древней снеговой линии (Корженевский, 1930). Эта предварительная оценка — от 202 до 540 м. Надо признать, она не дает полного представления о той величине, которой следовало бы оценить межледниковое воздымание, так как не учитывает общего поднятия всего хребта.

Новейшие движения в полосе рассматриваемых субмеридиональных поднятий сопровождалась межледниковым врезом рек Бадахшана. С ним связан, например, перехват Танымаса Кударой. Об этом позволяют судить фрагменты древних и молодых морен в долинах Танымаса и Кокджара (Наливкин, 1926, и др.). Если в среднечетвертичном этапе сток из верхнего отрезка долины Танымаса направлен к Каракулю, то в позднем плейстоцене он принадлежал уже бассейну Бартанга.

Судя по данным, приводимым в статье Ш.Ш. Деникаева (1970) о древнем доледниковом завале в районе Сарезского озера, находящемся в той же полосе молодых субмеридиональных поднятий, он мог произойти в процессе тектонических подвижек в последнем межледниковье.

В дополнение к имеющимся в публикациях сведениям о поднятиях рассматриваемой западной периферии Памирского нагорья укажем

на наличие здесь ряда долинных перевалов. Так, все перевалы Рушанского хребта в бассейне р.Лянгар имеют типичную форму трогов и на них наблюдаются продукты долинного переноса — галька и эрратические валуны. Глетчеры, создавшие их, могли стекать только с севера, где под древним водоразделом (расположенным ныне несколько ниже современного) находились соответствующие им области питания. Южный уклон днищ среднечетвертичных трогов сохранился только по южным склонам Рушанского хребта. За перевалами, на северном его склоне, днища трогов располагаются почти горизонтально или с небольшим уклоном на север. Это свидетельствует о дифференцированном блоковом поднятии Рушанского хребта в последнем межледниковье (Сапов, 1964; Сидоров, Сапов, 1965). Амплитуда относительного поднятия за новейшие этапы ( $Q_{III}$  и  $Q_{IV}$ ) у подножия Рушанского хребта измеряется десятками метров, к водораздельной части увеличиваясь до сотен.

Об этом свидетельствует расчленение троговых долин на ступени секущими их вкрест линейными дислокациями по границам взброшенных блоков. К участкам смещений приурочены V-образные эрозионные врезы.

Перестройку рельефа на данном участке можно изобразить как перемещение в последнем межледниковье гигантской „волны“ Рушанского хребта на юг. Гребень ее — современный водораздел — вознесся над южным склоном хребта, взламывая его и образуя крутой скат „волны“, пологая часть которой оформилась на северном склоне.

Результатом межледниковых подвижек, связанных с Гунт-Аличурским разломом, представляется и выработка нового русла Бахмалджилгой. Ее среднечетвертичный трог в приустьевой части был приподнят и река оставила его, изменив направление течения на современное (Сидоров, Сапов, 1965). Можно привести еще много примеров частичной перестройки рельефа в позднечетвертичное время на отдельных участках Памира. Однако и приведенных достаточно для подкрепления тезиса о подвижках отдельных блоков на фоне общего воздымания нагорья и, в особенности, его горного обрамления.

В некоторых публикациях, посвященных четвертичной геологии, указывается на относительное замедление поднятий в позднем квартере по сравнению со среднечетвертичным временем (Васильев, 1966; Трофимов, 1970; Чедия, 1971, и др.). В.В.Лоскутов (1969) достаточно убедительно обосновывает противоположную точку зрения.

Рассмотрим особенности межледникового развития рельефа отдельных участков долин в стратотипических районах. Первый из них Ляхш. Здесь Кызылсу сформировала высокую (35–40 м) террасу, сложенную красноцветным аллювием. Указание В.В.Лоскутова и А.К.Трофимова (1971) на то, что аллювий террасы вложен в ляхшский ледниковый комплекс, явно основано на недоразумении. На левом крутом берегу долины р.Сурхоб, немного ниже ее начала от слияния Кызылсу и Муксу, действительно, в нескольких местах

можно наблюдать оползни моренного материала по красноцветному аллювию продолжения рассматриваемой террасы, но это отнюдь не является свидетельством вложения морены в аллювий, а представляет собой просто солифлюкционные оплывины серого субстрата молодой слабооблессованной морены по красноцветному конгломерату. Совершенно правы были К.К.Марков (1936, рис.60, 61) и А.А.Крейтер (1962), описавшие именно наложение морены последнего оледенения Муксуйского глетчера на красноцветный конгломерат доледниковой террасы.

Формирование таррасы, как показывают факты, шло следующим путем. После отступления с Ляхша Муксуйского и Алайского среднеплейстоценовых глетчеров, оставивших конечные крупнохолмистые морены на цоколе палеозойских коренных пород, Кызылсу проложила себе русло южнее (левее) их останцов, прижимаясь к левому заалайскому склону долины. При этом она сначала пропилила кристаллическое основание, „просвечивающее“ из под останцов, на глубину не менее 60–70 м, а затем отложила во врезе аллювий. Последний и представлен в виде террасы, на которую в заключительную ледниковую эпоху Муксуйский глетчер отложил мелкохолмистую морену. В это время Кызылсу, подпруженная Муксуйским глетчером, отклонилась вправо и врезалась в правый алайский склон долины, проложив современное русло севернее останцов древних морен ( $Q_{II}$ ) в кристаллических породах Алайского хребта и собственных отложениях последнего межледниковья.

Главная водная артерия Памира – Аксу – также может служить стратотипическим бассейном. Здесь в период таяния Аксуйский среднечетвертичный глетчер оставил моренное поле у Тохтамышша, размывавшая которое река сформировала высокие террасы, протягивающиеся (с небольшим перерывом у Каратумшука) до районного центра Мургаб. Возраст их отвечает началу позднеплейстоценового этапа, т.е. последнему межледниковью (Ранов, Сидоров, 1965). Со среднечетвертичным оледенением связывают образование высоких террас этой реки Г.Г.Мельник, Ш.Ш.Деникаев, В.И.Ромайкин, а они пользовались не только геоморфологическим методом (Мельник и др., 1959).

Своеобразно шло развитие рельефа в последнем межледниковье в обширной долине Аличура. Вся она была затоплена в начале эпохи водами озера. О его существовании свидетельствует абразионный уступ, прослеживающийся в коренных породах правого склона основной долины над молодыми моренами ( $Q_{III}$ ), лежащими в устьевых частях притоков. В верховьях он оказывается примерно на одном уровне с поверхностью валунно-галечниковых террас, происхождение которых В.П.Ренгартен (1935) связывал с подпруживанием притока Аличура ледниками. Уступ, являющийся, по-видимому, клиффом, прослеживается также на левом борту основной долины, у устья притока Башгумбес, в коренных породах и далее, вниз по течению Аличура на их останцах, прикрытых древней мореной ( $Q_{II}$ ). Между этими останцами лежат молодые морены ( $Q_{III}$ ). Они как бы прерыва-

ют линию клиффа. Это со всей очевидностью говорит о межледниковом возрасте последнего.

Ранее, датируя последнее межледниковье средним плейстоценом, создатели рабочей стратиграфической шкалы называли его „акджарским“ (Пахомов, 1965; Васильев, 1966; Трофимов, 1970; и др.). С таким датированием последнего межледниковья, как было показано выше, согласиться нельзя. Оно должно быть отнесено к позднеплейстоценовому этапу развития природы Памира. Название же „акджарское“ за межледниковьем можно сохранить.

## 2. Обзор позднеплейстоценового оледенения

Свидетельства последнего оледенения Памира и его горного окружения охарактеризованы в литературе наиболее полно. Однако единства взглядов в отношении принадлежности отдельных моренных комплексов к той или иной ледниковой эпохе, а также времени окончания ледникового периода на Памире, нет.

Большинство исследователей отмечали молодость морен последней ледниковой эпохи и связь их с современными глетчерами в районах, сохранивших оледенение (Мушкетов, 1917; Pumpelly, 1908; Наливкин, 1916, 1932; Корженевский, 1926, 1927, 1930, 1936; Попов, 1932; Марков, 1936; Забиров, 1955; Чедия, 1955; Чедия, Васильев, 1960, и др.). Причем, некоторые прямо указывают на позднеплейстоценовый возраст морен последнего оледенения. Это — Н.Л.Корженевский (1936), расценивший молодые морены горного обрамления Каракуля как вюрмские, и Н.А.Гвоздецкий (1957), усмотревший полную возрастную аналогию между средне- и позднеплейстоценовыми моренными комплексами Заалая и Кавказа.

Как уже упоминалось выше, в древние чукуры ( $Q_{II} 1-2$ ) под северным склоном Заалая вложены, равно как и наложены на них, молодые моренные комплексы ( $Q_{III} 1-2$ ). Последние непосредственно переходят в фазальные морены (морены, отвечающие фазам осцилляции отсутствовавших глетчеров). Такие взаимоотношения моренных комплексов двух генераций сохраняются и на Ляхше и на плато Тупчак (Сидоров, 1965; Сидоров, Сапов, 1970; Сапов, Сидоров, 1972). Остается добавить только, что морены Вахийского (название предложено Д.В.Наливкиным, 1916) древнего глетчера в верховьях долины Обихингоу у Арзынга единодушно относятся К.К.Марковым (1936) и О.К.Чедия (1955, 1971) к эпохе последнего оледенения. Эти исследователи совершенно определенно говорят о связи древнего глетчера с основной долиной и оценивают его общую длину от основания пика Гармо до кишлака Съкат в 70–80 км (Марков, 1936). Кроме того, они отмечают более позднюю, т.е. послеледниковую ( $Q_{IV}$ ), активизацию боковых ледников, вложивших свои морены в позднеплейстоценовые ледниковые отложения. В работе В.В.Лоскутова и А.К.Трофимова (1971) утверждается иное: отложе-

нения древнего глетчера Хингоу относятся к среднечетвертичной эпохе, а боковых ледников — к позднеплейстоценовой.

Это очень характерный пример, расхождения взглядов исследователей, выступающих, казалось бы, с единых позиций. И расхождения эти нельзя признать несущественными, так как рассматриваются местонахождения древнеледниковых отложений, стратотипические не только для бассейнов Сурхоба и Хингоу, но и генетически связанные с аллювиальными образованиями Таджикской депрессии. Связи эти определяются различно в силу расхождения воззрений на хронологию древнеледниковых отложений. Поэтому „прослеживание“ денудационных уровней, связывающих поверхности террасовых комплексов Таджикской депрессии и древнеледниковые отложения, приобретает нередко субъективный характер.

Для настоящего изложения важно на примере рассмотренных стратотипов показать, что последнее плейстоценовое оледенение одна группа исследователей помещает в средний плейстоцен ( $Q_{II}$  — Лоскутов, Трофимов, 1971, и др.), другая — в поздний ( $Q_{III}$  — Чедия, 1955; Васильев, 1966, и др.). При этом первые „вынуждены“ растягивать последледниковые на два этапа ( $Q_{III}$  и  $Q_{IV}$ ), а вторые — так же поступают с последним межледниковьем, значительно раздвигая его пределы (от  $Q_I$  до  $Q_{III}$ ). В последнем случае моренные комплексы позднеплейстоценовой эпохи оледенения оказываются „на своем месте“, так как совершенно реально связываются через фазиальные морены, формировавшиеся в период некоторой активизации отступавших в голоцене глетчеров, с современными ледниками.

В бассейне Маркансу конечные морены глетчеров последней эпохи оледенения отчетливо подразделяются на два стадияльных комплекса. Это можно наблюдать в долине Уйсу, где с мореной последней стадии активности позднеплейстоценового ледника непосредственно сопрягаются террасы, расположенные на левом склоне и фиксирующие процесс его уплощения и оседания при отступании. Этой стадии оледенения ( $Q_{III_2}$ ) соответствуют внутренние (проксимальные) дуги полузаотопленного зандром чукура в устьевой части долины. Внешняя (дистальная) его часть отвечает первой стадии последнего оледенения ( $Q_{III_1}$ ).

В долине Курумды, несущей крупный современный глетчер, также представлены две стадияльные морены. Превая имеет характерный красноватый оттенок и находится при слиянии рек Курумды и Маркансу в основной долине. Она перегораживает последнюю и как бы отжимает р. Маркансу к правому склону. Вероятно, в первую стадию позднеплейстоценового оледенения глетчер Курумды подпрудивал Маркансу и выше указанной морены существовало озеро, заполненное позже аллювием. Вторая морена в долине Курумды находится выше по течению одноименной реки.

Интересно, что первая морена ( $Q_{III_1}$ ) Курумды содержит в красноцветном, принесенном с Заалая, субстрате каракульского типа серые валуны гранитов. Много таких валунов в молодых морен-

ных валах Уйсу. В последнем случае это объясняется непосредственной близостью водораздела, перекрытого древнейшей мореной, доставленной раннеплейстоценовым глетчером со стороны Каракуля, в первом же примере переотложения гранитов о такой близости говорить не приходится. Голоценовые фазальные морены ледников Курмды и Уйсу гранитных валунов не содержат, так как в их областях питания гранитоидов нет. Следовательно, серые эрратические валуны в молодых моренах бассейна Маркансу — наследие далекой каракульской ледниковой эпохи.

В.Д.Наливкин (1932) по остаткам моренных комплексов и заплечикам древних трогов намечал в долине Маркансу до пяти „фаз“ древнего оледенения. Автору остается только присоединиться к этому мнению. Однако при этом нужно оговорить одно обстоятельство. На заре палеогляциологического изучения Памира не делали принципиальных отличий между эпохальными, стадийными и фазальными (осцилляционными) проявлениями ледниковой активности. Признаки их фиксировались в одном ранге „стадий“ (напомним о 4 стадиях оледенения Алая и одном, древнейшем его оледенении, по Н.Л.Корженевскому, 1930) и „фаз“ (Наливкин, 1933).

Как уже упоминалось, долину р.Караджилга, принадлежавшую в межледниковье бассейну Маркансу, позднеплейстоценовый глетчер перегородил в нижней части обширным полем и река в межстадийное время круто повернула к Каракулю. Морена второй стадии ( $Q_{III_2}$ ) лежит в пойме реки значительно выше предыдущей. Она отчасти погребена под галечниками широкой поймы. На склонах долины местами хорошо сохранились боковые морены и террасы оседания отложившего ее глетчера.

Последнее оледенение бассейна Каракуля описывалось неоднократно (Марков, 1936; Наливкин, 1932; Корженевский, 1936; Забилов, 1955, и мн. др.). Здесь также достаточно отчетливо выражены стадийные, а кое-где и фазальные, морены в большинстве долин. Особенно наглядным примером служит долина Караарт, где два основных стадийных моренных комплекса, один ( $Q_{III_1}$ ) — в устье-

вой и второй ( $Q_{III_2}$ ) — в средней ее части, подразделяются на меньшие по размерам фазальные морены. В преобладающей части долин бассейна моренные комплексы первой стадии залегают близ их устьевых частей. В ориентированных на север трогах эти морены выступают из них в котловину. У подножия хр.Музкол они формируют обширное чукуровое поле. Оно раскинулось южнее западного плеса оз.Каракуль в урочище Джируй, у устьевых частей рек Музкол и Муксу (Башкурукуй). Этой же генерации морена ( $Q_{III_1}$ ) лежит южнее восточного плеса оз.Каракуль, у Аксальмазара.

Вторая стадия позднеплейстоценового оледенения в бассейне р.Музкол не имела большого размаха по сравнению с другими речными системами бассейна Каракуля. Морены этой генерации ( $Q_{III_2}$ ) имеются в долинах его составляющих — Кызылджик и Акбайтал (северный). Необычно малые размеры глетчеров этой стадии могли

быть обусловлены поднятием; в межстадиальный период лежащих западнее горных узлов системы Музкола, в частности Северного Зорташкола и Зулумарта.

На склонах восточной и южной ориентации морены первой стадии как бы втягиваются в долины. Это наблюдается в истоках Кокуйбельсу, где ее конечные морены залегают совместно с моренами древних глетчеров Апак и Кызылбелес. Д.В.Наливкин (1932) главную роль в формировании этого обширного чукура отводил долине Апак и полагал, что Апакский ледник наряду с другими его притоками впадал в котловину Каракуля. Это справедливо для аксуйской ледниковой эпохи ( $Q_{II}$ ), но не для последнего оледенения. Молодые глетчеры ( $Q_{III_1}$ ) унаследовали трог предыдущего ледниковья, не выходя при этом в котловину. На более скромные размеры последнего оледенения в этом районе указывал и К.К.Марков (1936).

Р.Д. Забиров (1955) считал, что ледники Кокуйбеля и Кызылбелеса во время последнего оледенения вообще не сливались. Однако и эта точка зрения требует некоторого уточнения. Глетчеры первой его стадии, как уже говорилось, сформировали единое чукуровое поле у места слияния древних долин Кызылбелеса и Кокуйбеля и выходя их в Каракульскую котловину. После отступления ледников первой стадии эта моренная преграда стала препятствием для стока рек по старому направлению в Каракуль и они повернули на юг — к Кударе.

Изменение направления стока Кокуйбельсу отмечалось всеми побывавшими в этих местах исследователями. Автор полагает, что моренная перемычка — не единственная причина перехвата давней реки Кударой. Немалое значение в изменении направления стока рек у юго-западной окраины Каракульской котловины имела, по-видимому, и новейшая тектоника. Глетчеры второй стадии в истоках Кокуйбельсу занимали только самые верховья долины и, действительно, не сливались.

В долинах рек Зорташкол и Бозбайтал обширные моренные поля, оставленные ледниками первой стадии, находятся близ их устьевых частей. Выше по течению этих рек имеются морены второй стадии и фаз осцилляции отступавших глетчеров последней эпохи оледенения.

Много внимания уделялось палеогляциологии урочища Аильутек (Корженевский, 1926; Наливкин, 1932; Попов, 1932; Nöth; 1932; Марков, 1936; Чуенко, 1936, и др.). В.В.Лоскутов и А.К.Трофимов (1971) совершенно справедливо утверждают, что конечная морена р.Шуралысу, в районе перевала Утек, является стадийной. Конечная же морена, отложенная при максимальном выпяжении этого ледника, располагается в низовье долины р.Аильутек. Первая из них должна быть индексирована  $Q_{III_2}$ , а вторая —  $Q_{III_1}$ .

В.В.Лоскутов и А.К.Трофимов (1971) правильно трактуют вопрос о питании Тахтакорумского глетчера в эпоху последнего оледенения. Малые размеры и сравнительно небольшие высоты области его питания в пределах собственной долины и хорошо разработанный мощным глетчером трог навели их на мысль о возможности его

питания за счет переметного ледника из долины Беляндкика через перевал Тахтакорум. На перевале очень ярко выражены следы стока льда. Автор не обнаружил здесь продуктов долинного переноса извне, а только местные плитчатые сланцы. Поэтому причислить к долинным перевал Тахтакорум нельзя, несмотря на типично троговую форму. Был обследован и соседний, находящийся западнее, перевал Янгидаван. Он представляет собой полное подобие Тахтакорума: та же троговая форма и многочисленные следы перетекания льда из долины Беляндкика в Танымас. О времени перетекания льда бассейна верхнего Беляндкика через названные перевалы можно судить по отсутствию морен второй стадии последнего оледенения в долинах Тахтакорум и Янгидаван. В них можно видеть только остатки террас оседания первой стадии активизации глетчеров. Перехват Танымасом рек Тахтакорум и Шуралысу по молодому врезу Кокджара произошел после отступления глетчеров от перекрытого мореной плоского водораздела, именуемого перевалом Утек.

В бассейне Акбайтала (южного) представлены также два основных моренных комплекса позднеплейстоценового оледенения. Особенно показательна в этом отношении хорошо изученная долина Чечекты. В устьевой ее части залегают морена первой стадии, у подножия которой расположена Памирская биологическая станция АН Таджикской ССР, а в среднем течении одноименной реки находится моренный комплекс второй стадии. Кроме того, в истоках р. Чечекты представлены небольшие фазальные моренки ( $Q_{1Y}$ ). Два аналогичных стадийных комплекса имеются и в верховьях долины Восточный Пшарт.

Центральная часть Памирского нагорья в рассматриваемую эпоху ( $Q_{III}$ ) оледенению не подвергалась. Только в долинах, прорезающих наиболее высокий отрезок Сарыкольского хребта (Бельутек, Сарыташ, Уйтурук и др.), можно наблюдать морены, оставленные глетчерами двух стадий последнего оледенения.

В верховьях Аксу все ее притоки в данную ледниковую эпоху заполнялись глетчерами, оставившими две стадийные морены в долинах, ныне не имеющих ледников и, кроме того, фазальные голоценовые в несущих современное оледенение. Конечные морены первой стадии особенно хорошо сохранились на правом берегу Верхней Аксу. В основной долине у выхода в нее притоков Тегерменсу, Беик, Ханьюлы, Каракуль они сливаются в единое моренное поле. Ниже, под правым склоном, таких полей нет и конечные морены этой генерации как бы втягиваются в устьевые части долин второго порядка — Кочусу, Шинды, Скширяк, Дужелдык. Соответственно, в первой группе долин молодые стадийные морены ( $Q_{III_2}$ ) представлены мощными валами в средней и нижней (Беик) их частях, а во второй группе — в верховьях. Объясняется такая особенность в размещении стадийных морен последнего оледенения тем, что район истоков Аксу и ее верхних правых притоков и в прошлом был и сейчас представляет собой „ловушку“ для воздушных масс,

несущих осадки с юга — из-за Гиндукуша через перевал Барогиль и с запада — по долине Пянджа-Вахандарьи (Сидоров, 1959; Ра-нов, Сидоров, 1965).

В долинах левых притоков Верхней Аксу — Кызырабат и Аю-джал — морены ( $Q_{III_{1-2}}$ ) размещаются, как и в преобладающей час-ти памирских долин второго порядка, у устья и в средней или верх-ней части.

В бассейне оз. Яшилкуль взаимоотношения моренных комплек-сов двух стадий последнего оледенения, в общем, те же, но есть и некоторые отклонения от „нормы“. В долине Базардары моренный вал, соответствующий более древней стадии ( $Q_{III_1}$ ), находится в средней части, молодая же морена ( $Q_{III_2}$ ) — в самых ее верховьях. В Гурумды морена ранней стадии расположена в 10 км вверх от основ-ной долины Аличура. В первом случае причина необычного положен-ия конечной морены данной генерации — малая площадь области пита-ния древних ледников. Во втором — 10 километровое удаление мо-рены от собственно устьевой части долины при общих больших раз-мерах (длина — около 50 км, ширина — до 8 км) должно быть признано несущественным отклонением от общего правила.

Весьма благоприятные условия развития древнего оледенения (большие абсолютные высоты и северная экспозиция областей пита-ния глетчеров) послужили одной из причин отклонений другого ро-да в долинах левых притоков Аличура — Шегембет и Тамды. Мощ-ные глетчеры из них доходили до правого склона основной долины. О возрасте оставленного ими в основной долине обширного морен-ного поля можно судить по положению молодых стадийальных морен ( $Q_{III_2}$ ), находящихся выше него в указанных долинах второго поряд-ка (рис. 9).

Аналогично расположены стадийальные морены ( $Q_{III_{1-2}}$ ) в со-седних, меньших долинах левых притоков Аличура — Зоркорумды, Мукоркорумды, Кулькорумды. Морены первой генерации „выходят“ из их устьевых частей на 2–3 км в основную долину, а морены второй стадии лежат в названных долинах притоков.

Упомянутое моренное поле, обязанное своим происхождением глетчерам максимальной стадии ( $Q_{III_1}$ ) — Шегембета и Тамды, подпироживало основную долину и выше него существовало озеро. От-ложения последнего отчетливо налегают на морену по левому бере-гу современной р. Шегембет у ее устья. Выше по Аличуру, вплоть до верховьев, хорошо выражена лишь одна обширная терраса — пой-менная. К ней вплотную подходят пологие пролювиально-аллювиаль-ные конусы выноса из боковых долин южного склона хр. Базардара. Под левым склоном основной долины пойма смыкается с древним моренным комплексом ( $Q_{II}$ ) своеобразным чехлом, покрывающим северный склон Южно-Аличурского хребта, и вложенными в него мо-лодыми моренами ( $Q_{III}$ ) перечисленных левых притоков Аличура. Все это свидетельствует о заполнении моренного озера аллювием.

до уровня современной поверхности поймы, под которой оказались погребенными древние террасы. Затем озеро было спущено по врезу в морену максимальной стадии ( $Q_{III_1}$ ) под правым склоном хр. Базардара, ниже устья правого притока Аличура — Чулактеке.

Своеобразно развивалось последнее оледенение в самой крупной долине северного склона Южно-Аличурского хребта — Башгумбез. Помимо его ярких следов в самой долине, перед ее устьевой частью находятся сильно размытые останцы морены предыдущего, аксуйско-го оледенения и, в частности, огромный эрратический валун серого гранита на левом склоне над молодой мореной ( $Q_{III_1}$ ). Ее высокий вал перегораживает Башгумбез в двух километрах от упомянутых останцов, изобилующих гранитами, петрографически аналогичными лежащему на склоне обломку. Выходы таких гранитов находятся выше по главной долине, где слагают гребень Южно-Аличурского хребта. Эти граниты являются одним из основных компонентов среднечет-вертичного моренного чехла, покрывающего северный склон до абс. высот 4600—4700 м между устьевыми частями долин, прорезающих его на участке от Башгумбеца до Комарутека. Все это свидетельствует о позднеплейстоценовом возрасте вложенных в древний моренный комплекс гляциальных отложений боковых долин, в том числе и Башгумбеца. В этой долине выше упомянутого высокого моренного вала, за пос. Аличур, находятся еще три других. Особенности их строения и размеры позволяют думать, что в данном случае каждой из двух стадий последнего оледенения соответствуют две морены — основная стадияльная и промежуточная. Подобная картина наблюдается и в долине правого притока Аличура — Чулактеке. Здесь также стадияльные морены значительно отличаются от промежуточных большими размерами и более резким рельефом. Наличие промежуточных морен может указывать на соответствующее по времени поднятие верховьев древних долин второго порядка, обусловившее некоторую активизацию отступавших глетчеров (Сидоров, 1965; Сидоров, Саюв, 1965).

Котловина оз. Зулункуль в эпоху последнего оледенения льдом не заполнялась. Геоморфологическим свидетельством этого является морена, соответствующая последнему оледенению и находящаяся в долине Суулутагаржакты, при выходе ее в озерную котловину. Сама котловина и берега озера изобилуют серыми гранитными валунами, попавшими сюда в эпоху предыдущего, аксуйского оледенения с массива Кызылданги. В долине Суулутагаржакты выше молодой морены ( $Q_{III_1}$ ), в трогее ее левого притока, прорезающем склон массива Бакчигир, лежит еще одна свежая морена ( $Q_{III_2}$ ). Подобное взаимоотношение морен двух стадий последнего оледенения наблюдается во всех долинах массива Бакчигир. Особенно яркие следы данной ледниковой эпохи можно видеть в долинах его северного склона. Под ним оз. Яшилкуль затопило нижние части чукуров, оставленных ледниками подножия первой его стадии. Выше в трогах лежат валы

морен второй стадии и фазияльные голоценовые морены, сопрягающиеся с отложениями современных ледников.

Очевидно, взаимоотношения и возраст морен двух последних ледниковых эпох плейстоцена в Булункульской котловине аналогичны таковым на всей территории нагорья. Отсутствие в котловине ледникового покрова в позднем плейстоцене подтверждается и палеоботаническими данными. Это — находка реликтовой архаической осоки, сохранившейся здесь со времени последнего межледниковья (Сидоров, 1959 б).

Южные склоны Южно-Аличурского хребта прорезают ряд долин, в которых стадияльные морены ( $Q_{III} 1-2$ ) расположены в соответствии с общей закономерностью, характерной для той эпохи, в нижней или средней части и в верховьях.

С северного склона Ваханского хребта в обширную озерную котловину, где находятся моренные озера Зоркуль, Кукджигит и Карадонг, сползали по всем долинам крупные глетчеры. В первую стадию последнего оледенения они формировали ледники подножия, морены которых загромаждают котловину и подпрудивают перечисленные озера. Во вторую его стадию ледники в основном не выходили из своих троговых долин и там образовывались морены, подпрудивающие, например, такие озера, как Чаканкуль и Айдынкуль. В верховьях долин имеется также до 3-5 фазияльных морен голоцена меньшей мощности.

Такой же характер имело последнее оледенение массива Кызылданги. Ледники подножия первой стадии оставили обширные чукуры на просторстве от перевала Курук почти до Койтезека. Над ними на склонах Бакчигира хорошо сохранились остатки размытых гляциальных отложений предыдущего, аксуйского оледенения ( $Q_{II}$ ). Свежие морены ( $Q_{III}$ ) плейстоцена и фаз осциллиции отступивших затем глетчеров прослеживаются до верховьев долин, прорезающих склоны массива Кызылданги. На южном его склоне морены первой стадии лежат в нижней части долин, второй — в их верховьях. Примером такого размещения стадияльных морен последнего оледенения может служить долина Едом.

Основные долины рек Бадахшана — Пянджа, Шахдары, Гунта, Бартанга, Ванча — в эпоху последнего оледенения развивались, по справедливому заключению Б.П.Бархатова (1950) и Р.Д.Забирова (1955) водно-эрозионным путем; Лишь кое-где их подпрудивали глетчеры боковых долин. Вообще, по всему Бадахшану морены максимальной стадии позднеплейстоценового оледенения залегают в низьях большинства долин второго порядка. Морены второй стадии последней ледниковой эпохи находятся в верхней и реже — в средней их части.

Совершенно иного мнения о масштабах рассматриваемого оледенения в долине Шахдары придерживается Р.И.Селиванов (1958, с.27): „В иную, или последнюю для этого района, ледниковую эпоху Шах-Даринский ледник заполнял всю долину реки от верховьев

до устья". Как доказательство существования столь грандиозного глетчера он выдвигает положение о наличии древнего моренного вала на террасе в устье р.Шахдара, на которой расположен Памирский ботанический сад им.А.В.Гурского. Однако описываемый им вал, перекрытый остроугольными, с различной степенью патинизации граней глыбами местных гнейсов ничего общего с мореной не имеет. Это один из широко распространенных в долине Шахдары молодых завалов. На левом крутостенном склоне, над плоским даштом, занятым садом, хорошо виден участок срыва обрушившегося на террасу материала. Отдельные упавшие большие глыбы разбросаны и на территории сада. В обнажениях террасы кое-где можно видеть серые пески и суглинки, включающие довольно хорошо окатанные метаморфические породы (в основном гнейсы). Это обычные русловые фации бурной горной реки, отличающиеся от морены хотя бы степенью отсортированности и слоистости субстрата. Все отмеченные в работе Р.И.Селиванова (1958) морены, расположенные выше по течению Шахдары, он правильно связывает с деятельностью боковых ледников. Поэтому бездоказательным выглядит его же утверждение о стадийном характере отступления Шахдаринского глетчера, якобы оставшего конечную морену в устьевой части этой долины.

Самые большие глетчеры в бассейне Шахдары в первую стадию последней эпохи оледенения занимали только ее верховья, а именно — долины Джашангоз и Наспар. Близ устьевой части последней они сливались и оставили общее моренное поле. В этот серый мелкохолмистый чукур вложена без существенных следов межстадийного вреза палевого оттенка свежая морена ( $Q_{III_2}$ ) из долины Наспар. В других боковых долинах Шахдары стадийные морены, как правило, пространственно разобщены. Поэтому вложение морен долины Наспар может указывать на имевшее место в межстадийное время поднятие пика Ф.Энгельса, с северных склонов которого сползали глетчеры, достигавшие в обе стадии последнего оледенения одного и того же места. Выше по течению р.Наспар представлено 4 фазийных голоценовых морены и отложения современного ледника в ее истоках.

Таким образом, последнее оледенение в бассейне Шахдары носило типичные для всего Бадахшана черты и ничем существенно не отличалось от гляциальных проявлений конца плейстоцена в других долинах этого региона.

Стратотипический Ляхшский моренно-террасовый комплекс, связанный генетически с обширными бассейнами Муксу и Кызылсу, дренирующими вместе в притоками наиболее увлажняемые северо-западную окраину и северный склон Памирского нагорья, действительно грандиозен и впечатлителен. Поэтому предложенное ранее А.К.Трофимовым наименование последнего оледенения Памира — „ляхшское" (Трофимов, 1968, 1970) — имеет все права „гражданства". Но это касается лишь названия, но не возраста (слишком древнего ( $Q_{II}$ ), приписываемого ляхшским молодым моренам и

эпохе его автором (там же). В настоящем изложении детально обосновано позднеплейстоценовое (Q III) происхождение красноцветной террасы и перекрывающего ее свежего моренного поля в урочище Ляхш.

### 3. О растительности и животном мире последних этапов плейстоцена

В сравнении с предыдущими этапами развития природы Памира возможности установления общего характера растительного покрова в эпохи последнего, акджарского межледниковья и ляхшского оледенения значительно шире. Относительно небольшие масштабы последней ледниковой эпохи и существование обширных внеледниковых пространств в центре нагорья, по западной его периферии и в Бадахшане позволяют предполагать наличие прямой преемственности для некоторых элементов современной растительности от сформировавшихся в акджарское межледниковье биогеоценозов. Этот круг вопросов рассматривался автором в ряде публикаций (Сидоров, 1959, 1960, 1963; Сидоров, Потапов, 1965; Ранов, Сидоров, 1960, 1965; Луканенкова, Сидоров, 1961, 1961 а), но полный обзор и анализ фактов произведены впервые.

Несомненным реликтом акджарского межледниковья представляется автору обнаруженная им в пределах нагорья в 1954 г. осока густоколосая (*Carex pycnostachya* kar. et kir.) Произрастает она в двух местобитаниях — на выходах термальных вод у оз. Булункуль и у сел. Шаймак на Юго-Восточном Памире. И то и другое в эпоху аксуйского полупокровного оледенения были подо льдом, а в последнем, ляхшском ледниковье им не покрывались, хотя глетчеры не доходили до них всего 7–8 км.

У осоки густоколосой довольно обширный, но разорванный ареал. Разобщенные „очаги“ ее распространения известны в Мугоджарах, Казахском мелкосопочнике, Тарбагатае. Наибольшее количество гербарных сборов этого растения сделано в Джунгарском Алатау, в окрестностях г. Лепсинска. Кроме того, имеются единичные сборы с Киргизского и Ферганского хребтов, с Терской Алатау, из долины Нарына, из Кульджи, Кашмира (урочище Шушал в верховьях Инда)<sup>1</sup>, а также из Монгольского Алтая и Тувы (Кречетович, 1935). Значительная разобщенность отдельных „очагов“ обитания этой осоки наводит на мысль о сокращении и разрыве ее некогда единого ареала.

Как известно, большое значение в растительном покрове областей распространения осоки густоколосой в третичное время имела

---

<sup>1</sup> Сведения о распространении осоки густоколосой даны по материалам гребария БИН АН СССР им. В.Л. Комарова.

лесная растительность. П.Н.Овчинников (1955), например, указывает на преобладание на этих территориях, к северу и к югу от Тетиса до Гималаев включительно, с мела и до плиоцена, по крайней мере, мезофильной и даже гидروفильной лесной флоры. Рассматриваемая осока относится к циклу *Heleodrymis* V. Krecz., секции *Vignea*, охватываемому как пишет В.И. Кречетович (1935), некрупные лесные и болотные растения. Следовательно, лес — ее родная стихия и благоприятные условия произрастания существовали для нее до ранней плейстоцена на обширной территории.

В результате похолодания и аридизации климата в плейстоцене на равнинах Передней, Средней и Центральной Азии древние обитатели лесов, в том числе и осока густоколосая, были обречены на исчезновение. Оледенение гор, воздымавшихся в восточной и южной части ареала рассматриваемого вида, и связанное с этим похолодание также способствовали этому на обширных пространствах. Уцелели лишь растения, нашедшие себе убежища на берегах отдельных водоемов. Так, возможно, обширный ранее ареал осоки густоколосой распался на „очаги“, удаленные на большие расстояния. В современных условиях она и обитает на болотистых лугах, болотах и берегах водоемов, а в горах нигде не встречается выше верхней границы лесов. Находка ее на Памире на абс. отметках 3760 и 3850 м является исключением, обусловленным отепляющим влиянием на ее местообитания термальных источников (Сидоров, 1959б).

Эпохе широкого распространения осоки густоколосой на Памире должны соответствовать условия, гораздо более мягкие, чем современные. Они могли существовать только при меньших абсолютных высотах в лесном среднегорном ярусе. Леса произрастали в пределах нагорья в последнем акджарском межледниковье. По мнению М.М.Пахомова (1965), леса были приурочены к долинам рек и участкам, хорошо увлажняемым грунтовыми водами, тогда как на преобладающей части территории нагорья господствовали травянистые растения.

У автора нет возражений против этого общего вывода. Однако некоторые детали в заключениях М.М.Пахомова требуют уточнения. Как было показано выше, акджарский разрез вряд ли охватывает период осадконакопления, соответствующий всему последнему межледниковью. Вполне возможно, что ленточные глины, переслаивающиеся в данном обнажении с песками и галечниками, накапливались в кратковременно существовавшем моренном озере и палинологически охарактеризованная толща отлагалась в течении 219, а не 80 тыс. лет. Поэтому распространять на все межледниковье выводы, полученные на основании спорово-пыльцевого анализа указанной толщи, вряд ли возможно. Они приложимы только к начальному отрезку последней межледниковой эпохи. Кроме того, под вопрос можно поставить одновозрастность отложений в разрезах у Акджара и в урочище Бузулуджар, в низовьях Ичкилика и Карасу, которые М.М.Пахомов (1965) относит к одной последней межледниковой эпохе. По мнению автора, такое объединение невозможно без тщательного

выяснения синхронности осадконакопления в названных отдаленных друг от друга точках. Если Акджар и Бузулуджар отстоят друг от друга на 4–5 км, то до двух других от них более 100 км и находятся они в бассейнах с принципиально различными условиями рельефообразования. В Карасу автору неизвестны отложения, которые можно отнести к акджарскому межледниковью, а в Ичкилике сомнительно датирование разреза этой эпохи. В первом случае они скорее сопоставимы с кокбайским межледниковьем (Васильев, 1966), во втором – с последним межстадиалом.

Не следует забывать и о возможности отсутствия пыльцы тех или иных растений, определенно произраставших в местах взятия проб на анализ. Так, в образцах торфа, собранных автором у оз. Булункуль и исследованных по его просьбе М.М. Пахомовым, не оказалось пыльцы ивы, хотя они и содержали хорошо сохранившиеся остатки ее коры и древесины. Ива поныне цветет и плодоносит в нескольких километрах от Булункуля, в низовьях Аличура. К такого рода труднообъяснимым случаям относится и отсутствие пыльцы жимолости в пыльцевых спектрах, характеризующих акджарское межледниковье (Пахомов, 1965). Жимолость (*Lonicera semenovii* Rgl.) – один из обычных элементов растительности склонов во всех названных выше местах отбора образцов на спорово-пыльцевой анализ. Однако совсем не учитывать палинологические данные, конечно, нельзя. Особенно когда палеогеографический анализ реликтовых элементов растительности приводит к заключениям, аналогичным полученным после изучения микроспцилий.

Как уже сказано, началу эпохи последнего межледниковья могут соответствовать отложения моренного озера у Акджара. М.М. Пахомовым (1962) на основании их спорово-пыльцевого анализа установлено, что для растительного покрова тех времен особенно характерно наличие хвойных: гималайского кедра (*Cedrus deodara* Lond.), сосны (*Pinus* sp.), ели (*Picea* sp.), отмечена пихта (*Abies* sp.). В отдельных образцах много пыльцы ольхи (*Alnus* sp.), лещины (*Corylus* sp., *Cupressacea*). Постоянно, хотя и в небольшом количестве, присутствуют в них пыльцевые зерна березы (*Betula* sp.) и дуба (*Quercus* sp.). Зафиксированы граб (*Carpinus* sp.), лиственница (*Larix* sp.), липа (*Tilia* sp.), вяз (*Ulmus* sp.), грецкий орех (*Juglans* sp.), клен (*Acer* sp., *Liquidambar*). Интересно также, что изредка встречаются споры мхов (*Sphagnum*). В образцах из нижних горизонтов глинистой толши одного из разрезов пыльца древесных составляет 69–90% общего количества пыльцевых зерен, в верхних же горизонтах – 13–30%. В образцах из другого обнажения количество пыльцы древесных было равно 23–69% общего среднего. М.М. Пахомов (1962) полагает, что эти колебания отражают смену природных условий. Однако последнее трудно представить реально происходившим всего за 200 с небольшим лет.

Сведения об акджарском межледниковье пополнены М.М. Пахомовым на основании палинологической характеристики обнажения, на-

ходящегося в устьевой части правого притока Пянджа — р. Сарыштарх (Никонов, Пахомов, 1966). Нижняя часть разреза отличается преобладанием хвойных (сосна, ель, кедр), в средних слоях заметное участие в спектрах получает дуб, в верхних — опять преобладают хвойные и отсутствует дуб.

Очень показательны для выяснения природных условий последнего межледниковья палинологические данные по Алтындаринскому разрезу в Алае (Григина, 1970). Здесь произрастали в отдельных укрытых местообитаниях хвойно-широколиственные леса (с участием ясени, вяза, ореха, сосны, кедра, ели, арчи).

Важно подчеркнуть существенное значение в составе растительного покрова, реконструируемого по микрофосилиям из названных разрезов, ксерофитов: эфедры, полыни, маревых и разнообразных травянистых (злаков, осок, лютиков, примул, маков, бобовых и т.д.).

О существовании лесов в акджарском межледниковье, кроме упомянутых выше признаков, может свидетельствовать и представитель древнего рода *Bergenia gorbunovii* В. Fedtsch, обитающий в долине р. Язгулем. Он может считаться наиболее близкородственным *B. hissarica* Boriss. Кроме того, он достаточно близок и *B. stracheyi* (Hook et. Thoms), обитающему в Гималаях и Гиндукуше. Эти три растения вместе с тремя другими гималайскими видами бадана составляют ряд *Sihatae* Boriss. (Борисова, 1954). Елизость памироалайских представителей к гималайским указывает на возможность происхождения их от одной широко распространенной предковой формы, а также о сравнительно недавней изоляции ее производных. Предварительно, так же как для *Schoenopitium hissaricum*, допустимо отнести время их разобщения к последнему межледниковью.

Однако леса в акджарском межледниковье вряд ли были господствующим элементом растительного покрова Памирского нагорья и прилегающих к нему областей. Прогрессирующая аридизация наложила свой отпечаток и на лесообразующие породы. В частности, известное филогенетическое представление о происхождении тяньшанской ели (*Picea schrenkiana*) не от бореальных предков, а от исходных форм, близких распространенным ныне в горах Юго-Восточной Азии (Попов, 1938; Павлов, 1948; Быков, 1950, и др.), подкрепляется обнаружением у нее, по-видимому, реликтового свойства концентрировать в хвое кальций (до 40–48% CaO — Глазовская, 1953). Этим она резко отличается от других елей. Ныне тяньшанская ель на значительной части своего ареала произрастает в условиях увлажнения, достаточного для выноса кальция из ее тканей. Это привело М.А. Глазовскую к выводу о том, что накопление кальция в хвое — реликтовое свойство данной ели. Приобрела же она его, вероятно, в плейстоцене, до начала которого ее предковые формы произрастали в Наньшане и еще не успели проникнуть в Тяньшань.

В эпоху полупокровного оледенения глетчеры вытеснили исходные типы тяньшанской ели со склонов Наньшаня в Таримскую депрессию,

в поверхностных наносах которой благодаря засушливости климата издревле накапливались карбонаты и другие соли (Синицын, 1967). К этой особенности почвогрунтов Тарима и пришлось приспособиться ели. В последнем межледниковье эта приспособленность помогла тяньшанской ели распространяться до Памира, Бадахшана, Гиссаро-Дарваза и Тяньшаня. Реальными следовыми этого являются характерные представители ельников — *Pyrola tianschanica* Poljak и *Neottia kamschatica* (L.) Rchb. f., произрастающие в березняках близ ледника Федченко (Ладыгина, 1962). Кроме того, в гербарии БИН АН СССР хранятся сборы грушанки, сделанные в тугаях ряда долин Бадахшана. Н.Ф.Гончаров и П.Н.Овчинников (1935) отмечали наличие ее „в приключевых березнячках“ по Зеравшанскому, Гиссарскому (Каратегин) и Дарвазскому хребтам. На это в свое время обратил особое внимание М.Г.Попов (1938), относивший грушанку к числу плейстоценовых иммигрантов горной флоры Средней Азии.

В этом плане интересно также отметить, что происхождение тяньшанской пихты (*Abies seminovii* В. Fecetsch.) представляется также более правильным связывать не с сибирской представительницей рода *Abies*, а с распространенной в Гималаях *A. pindrow* Royle. (Мащенко, 1963). В последнем межледниковье пихта обитала на Памире или у западных его окраин. Об этом свидетельствует пыльца в озерных отложениях Аличурской долины (Пахомов, 1962).

Следовательно, для ели и пихты Памир и прилегающие к нему районы могли выполнять в акджарском межледниковье роль „моста“ (Сидоров, Потапов, 1965). Разобщенные ельники северного склона Заалая (Станюкович и др., 1956) и Западного Куньлуня (Юнатов, 1961) и есть, по мнению Э.М.Мурзаева (1963), остатки „елового моста“, соединявшего Наньшань и Тяньшань до сравнительно недавнего времени.

Вместе с тем очевидна и значительная древность распространения в пределах глубинных областей Азии многих ксерофитов (Коровин, 1958; Криштофович, 1936; Ильин, 1946, и др.), имеющих своих представителей в горах, где они обитают вплоть до высокогорий. В горах вследствие сложности рельефа обычно весьма значительны пестрота и контрасты природных условий. Здесь нередко можно наблюдать, как буквально рядом произрастают ярко выраженные ксерофиты и несравненно более влаголюбивые древесные породы. Так, в самом южном в нашей стране „еловом острове“ — на северном склоне Заалайского хребта, в бассейне р.Нуры, правого притока Кашгарской Кызылсу, — рядом с елью и рябиной (*Sorbus tianschanica* Rupr.) произрастают *Artemisia tianschanica* Krasch. и *Acantholimon pamiricum* Czermiak. Интересно, что в этом же районе близ реликтовых ельников обнаружены древнейшие представители центральноазиатской пустынной флоры (*Roborowskia mira* Batal — Трофимов, 1950) и фауны (*Dipus sagitta* Pall).

На Памире в долинах Карасу, Акбайтала, Аксу-Мургаба, Али-чура и в ряде других мест встречается чий блестящий - *Lasiogrostis splendens* (Trin.) Kunth. Он довольно широко распространен на подгорных равнинах, в низкогорьях, реже - в среднегорьях Передней, Средней и Центральной Азии и к северу от них, в степях Поволжья, Казахстана и юга Сибири. Его генезис П.Н.Овчинников (1955) связывает с особым, ныне исчезнувшим типом неогеновой растительности - "тургайскими палеоперериями". То, что чий является осколком третичного, существовавшего в пределах его современного ареала, типа растительности, очевидно. Присущее ему морфологическое строение явно аналогично крупнодерновинным злакам прерий и саванн. Унаследовав от них общий габитус и сравнительно высокую требовательность к влагообеспеченности субстратов, чий блестящий приспособился по мере нарастания суровости природных условий к холоду. Это ему так "удалось", что до сих пор он сохранился отдельными экземплярами и небольшими группами в памирских высокогорьях. Местобитания его удалены друг от друга на значительные расстояния и злак этот сильно угнетен. Здесь его генеративные побеги лишь изредка достигают 1-1.5 м, тогда как в предгорьях и на равнинах чий в густых зарослях обычно имеет высоту до 3-4 и более м. На Памире этот дериват "палеоперерий" зафиксирован до абсолютных высот порядка 4100 м (например, в долине Кызылрабат - Сидоров, 1963). По-видимому, в последнем межледниковье существовали достаточно благоприятные условия для его широкого распространения.

В том же ряду ксерофитов, переживших последнее оледенение и достаточно широко распространенных на Памире ранее, следует рассматривать *Nitraria schoberi* L. По мнению таких выдающихся флористов, как В.Л.Комаров (1908) и М.М.Ильин (1946), генезис селитрянки относится к мелу или началу третичного периода, когда был уже развит тип *N. schobery*. Недавно Е.Д.Заклинская (1958) подтвердила наличие пыльцы этого рода в среднеэоценовых слоях отложений Южного Турана и Приаралья. Селитрянки собрана у западной окраины Памира, в урочищах Чечекты и Карасу, и отмечена в виде единичных экземпляров и небольших групп в Кызылрабатском районе.

Сюда же относится и одно из основных фоновых растений памирских полупустынь - терескен (*Krascheninnikovia ceratoides* (L.) Gueldenssl.). Обширный ареал с характерными хиатусами, простирающийся от Пиренейского полуострова и Северной Африки до Северного Китая, исключает возможность сомнений в его древности и принадлежности к палеогеновой "флоре Тетиса" М.М.Ильина. История этого рода восходит к верхнему мелу (Ильин, 1946). Вместе с тем при такой древности поразительна амплитуда его приспособительных возможностей. Это растение преимущественно степей и полупустынь, являющееся эдификатором субальпийской растительности Памира, автор не раз встречал среди тугаев Бадахшана и в альпийской ступени до абсолютных высот 4600 м. Однако

прежде чем оценивать терескен как типично высокогорный элемент и показатель условий памирских высокогорий, следует учесть, что его экологическая пластичность позволяет ему выступать в роли доминанта в растительном покрове весьма отдаленных от Памира и отнюдь не высокогорных стран. Так, О.С.Гребенщиков (1960) отмечает „ведущую роль“ терескена, наряду с другими ксерофитами, в полупустынных сообществах, произрастающих по долинам Югославской Македонии в близком соседстве с древесной растительностью, в частности с дубовыми лесами. Если рассматривать его в рамках всего ареала, то неизбежно придется признать, что этот выходец из „флоры Тетиса“ древнее гор, вместе с которыми он поднялся и где произрастает иногда на больших высотах благодаря своей экологической пластичности и ослабленной конкуренции со стороны других растений. В пользу такого заключения свидетельствует и сравнение обычных для Памира низкорослых кустарничков высотой редко более 15–20 см и полутораметровых экземпляров того же терескена, встречающихся в Бадахшане (сборы автора в среднегорном ярусе в долине Западный Пшарт), Бетпакдале, Муонкумах и других невысокогорных местообитаниях.

Развитию ксерофитной растительности Памира и окружающих его горных областей способствовали достаточно большая длительность акджарского межледниковья и значительные площади засушливых местообитаний. Филогенетические связи трагакантников, тимьянников, колючетравий, объединяемых поднятием „нагорные ксерофиты“, с горными мезофильными исходными типами третичного периода свидетельствуют об их сравнительно недавней ксерофилизации (Невский, 1937, Сидоренко, 1949; Григорьев, 1951; Лавренко, 1961, и др.). Об этом же можно судить по их достаточно высокой требовательности к почвенному увлажнению (Коровин, 1934; Толмачев, 1949). По мнению А.И.Толмачева (1944, 1949), они могли приобрести достаточную ксероморфность именно в последнем межледниковье, в котором поэтому и достигли расцвета и наибольшего распространения.

В настоящее время на Памире представители „нагорных ксерофитов“ сохранились лишь в отдельных убежищах. Таковы колючие подушки *Acantholimon pamiricum* – у западных его пределов близ оз. Яшилькуль, в долине Харгуш и урочище Чечекты, *A. varivtzevae Czerniak* – на западе области под перевалом Харгуш, *A. sp.* (aff. *A. borodinii Krassn.*) – в скалах массивов Акташ и Аюджолу, *Cusinia lacnopoda Juz.*, *C. rava C.Winke*, *C. semidecurrens C.Winke*, встречающиеся также по западным окраинам Памира, *Thimus diminutus Klok.* – на галечниках рек Каракуль, Аюджол и Кичикаюджолу на юго-востоке нагорья и некоторые другие растения (Сидоров, 1963).

По-видимому, широкое распространение в засушливых континентальных областях внутренней Азии *Carex stenophylloides V.Krecz.* (*C. duriusculiformis V.Krecz.* – Егорова, 1959; Сидоров, 1960) можно отнести также к последнему межледниковью. В пользу

такого допущения говорит, с одной стороны, принадлежность ее к широко представленному в предгорьях и равнинах Передней и Средней Азии „полусаванновому“ типу растительности (Овчинников, 1940), который называют также „субтропическими степями“ (Соцава, 1956). Сообщества указанной осоки встречаются на Памире в альпийской ступени на абс. высотах порядка 4400–4500 м и в субальпике. Интересно, что в альпийских ценозах (*C. stenophylloides*) весьма обычен *Roa zaprjagajevi* Ovcz., близкородственный эдификатор „субтропических степей“ предгорий – мятлику луковичному – *Roa bulbosa* L. и постоянно участвуют эфемеры (*Veronica biloba* L., *Polygonum molliegorme* Boiss., и др.). Кроме того, эти фитоценозы приурочены только к местообитаниям с повышенным весенним увлажнением, и у эдификатора–доминанта нередко наблюдается осеннее возобновление вегетации после отмирания надземных органов в период летней засухи. Перечисленные признаки не оставляют сомнений, что сообщества обитающей на Памире эфемероидной *C. stenophylloides* являются дериватами „субтропических степей“.

Последние, судя по наличию в альпийской ступени названных растений, были достаточно широко распространены на склонах поднимающихся горных систем Памиро–Алая в акджарском межледниковье (Сидоров, 1960 б).

Переходя к фактам зоологического порядка, следует оговорить, что современное распространение даже таких подвижных организмов, как птицы, если они ведут оседлый образ жизни и тесно связаны с определенным типом растительности, может дать ценный материал для палеогеографии. Такие птицы могут распространяться только по привычным для них экологическим руслам, особенно в условиях гор, где наличие непреодолимых экологических преград особенно характерно. Случайные залеты птиц, как правило, очень редко, можно сказать, только в исключительных случаях, могут привести к колонизации и заселению новой области (Штегман, 1964). Принимая это во внимание при изучении современного распространения птиц хвойных лесов Тяньшаня, Памиро–Алая и Гималаев, нетрудно убедиться, что ряд видов, распространившихся из Гималаев в Тяньшань и наоборот, должен был на своем пути преодолеть Памир и Бадахшан. Это могло осуществляться только при наличии на упомянутых территориях хвойных лесов. Наиболее существенны следующие собранные Р.Л.Поталовым (Сидоров, Поталов, 1965; Поталов, 1966) факты.

Кедровка (*Nucifraga caryocatactes multipunctata* Gould), обитающая в лесах Кашмира, по типу окраски и строению клюва явно относится к северной группе кедровок и, несомненно, попала в Кашмир с севера. Она резко отличается от распространенной дальше к югу гималайской кедровки, относящейся к южной группе кедровок. Попастъ из Тяньшаня в Кашмир эта птица могла только при условии самого тесного контакта хвойных лесов данных горных территорий, соединительным же звеном между ними могли быть только

хвойные леса Памира и Бадахшана. Иначе трудно допустить, чтобы эти узкоспециализированные птицы, вся жизнь которых связана с хвойными лесами, отважились на длительное путешествие через обширные безлесные высокогорья, совершенно чуждые им экологически. Подтверждает сказанное тот факт, что за почти столетнюю историю изучения птиц Памиро-Алая кедровки здесь ни разу не наблюдались и не добывались. Заметная обособленность кашмирского подвида говорит о достаточно давней его изоляции, т.е. о довольно давней разобщенности лесов Тяньшаня и Кашмира. Автор полагает, что непрерывность лесных массивов или „лесной мост“ между этими областями прекратил свое существование в эпоху последнего ляхшского оледенения.

Желтоголовый королек (*Regulus regulus tristis* Pleske), населяющий хвойные леса Тяньшаня, — наоборот, по-видимому, южный пришелец (Штегман, 1964) и попал сюда из Кашмира, что опять-таки было возможно при непосредственной связи лесов обеих областей. Примечательно, что королек, вид тесно связанный с елово-пихтовым лесом, представлен на Тяньшане резко обособленным подвидом. Последнее свидетельствует о давней изоляции тяньшанской популяции, т.е. о сравнительно давнем разрыве между лесами Кашмира и Тяньшаня, относящемся к завершающей стадии ляхшского оледенения.

Среди млекопитающих Бадахшана особое внимание привлекает рысь — *Lynx lynx isabellina* Blyth. Это сугубо лесное животное, характерный обитатель темнохвойной тайги, живет в скалах, в безлесных ландшафтах, и вполне может рассматриваться как реликт когда-то произраставших здесь таежных лесов. Вообще, следует подчеркнуть, что переход как млекопитающих, так и птиц из леса в скалы в высокогорьях в процессе деградации лесов и ухудшения природной обстановки — явление, довольно распространенное (Кистяковский, 1950), особенно в наиболее быстро поднимавшихся и иссушавшихся высокогорьях Центральной Азии, к каковым относится Памир. Под таким углом зрения следует, возможно, рассматривать и происхождение обитающего по окраинам Памирского нагорья, в Бадахшане и Тибете, бурого медведя — *Ursus arctos lenconyx* Severtz.

Небезынтересно отметить, что в субальпийском и альпийском поясах Северо-Западных Гималаев, отличающихся довольно высокой аридностью, большинство обитающих здесь насекомых — ярко выраженные мезофилы с явно лесным происхождением (Mani, 1963). Для настоящего изложения это важно потому, что между энтомофаунами Памира и Северо-Западных Гималаев много общего и памирских видов в энтофауне названного района достаточно много — до 4С%.

В заключение остановимся на обнаруженных на Памире макрофосцилиях, которые могли бы дать наиболее точное представление о растительном покрове эпохи их захоронения. Собраны они В.А.Васильевым (1962) у о. Салангур из заведомо молодых поверхностных

глинистых отложений. Естественно, среди них нет безусловно древних форм, не существующих в наши дни. Однако на основании этих находок была сделана попытка подтвердить тезис о среднечетвертичном возрасте Акджарского разреза (Васильев, 1966).

Принадлежность отпечатков и семян растений к однодольным (*Monocotyledonacea gen. sp.*) или к родам *Potamogeton sp.*, *Equisetum sp.*, *Carex sp.* (Васильев, 1962), ныне представленным на Памире и в соседних областях множеством видов (см.: Флора СССР, т. I, 1934; Флора Таджикистана, т. I, 1957), не может говорить о среднечетвертичном возрасте вмещающих пород. Остатки растений, определяемые как принадлежащие формам, очень близким к ныне живущим в соседних с Памиром областях, свидетельствуют лишь о том, что вмещающие их осадочные породы накапливались не в современную эпоху. Таковы отпечатки сусака, сходные с *Butomus junceus* Tutz, современный ареал которого охватывает Среднюю Азию, Гималаи, Восточную Сибирь и Монголию, затем плоды *Potamogeton natanelus* Dorof., являющегося близко родственным распространенному в наше время на Памире и вокруг него *P. natans* L., и клубнекамышья — *Volaboschenus compactus* (Hoffm.) Drob., — довольно обычного в Средней Азии (Флора СССР, 1934; Флора Таджикистана, 1957).

Все перечисленные растения — водные и болотные. При иссушении и похолодании, обусловленными непрекращающимися до наших дней поднятиями Памира и Бадахшана, они вымирали в последнюю очередь, благодаря особенностям их местообитаний. Сохранение до наших дней на Памире и в Бадахшане реликтов лесной флоры и фауны свидетельствуют о возможности существования на Памире в отдельных местообитаниях довольно пышной растительности, по-видимому, вплоть до голоцена. Реальные предпосылки тому — субтропические широты и меньшие, чем в настоящее время, абсолютные высоты, которым соответствовали достаточно теплые и более влажные условия.

Следовательно, перечисленные выше водные растения могли обитать на Памире по крайней мере до последнего ляхского оледенения. Никаких противопоказаний со стороны их экологии этому нет. Данное положение распространяется и на уруть боамскую (*Myriophyllum boamicum* Korn.), так как близкий ей вид *M. spicatum* L. известен не только из постплиоцена и второго межледниковья Северо-Западного края, как указывает В.А. Васильев (1962), но и благополучно обитает в настоящее время в Памиро-Алае (Флора СССР, 1934).

#### 4. Палеогеография эпох, завершающих ледниковый период

Акджарский разрез, давший название одной из эпох позднеплейстоценового этапа развития природы Памира, находится в Аличурской долине. Здесь широко и типично представлены моренные комплексы

двух стадий последнего оледенения. Из этого следует, что этап, охватывающий две последние эпохи плейстоцена — акджарское межледниковье и ляхшское оледенение, и комплекс отложений, им соответствующий, можно именовать аличурским ( $Q_{III}$ ). Ранее так назывался как будто бы тот же позднеплейстоценовый этап развития природы Памира, но содержание его представлялось создателям рабочей стратиграфической шкалы четвертичных отложений Таджикистана совсем другим. Они считали этот отрезок времени послеледниковым и характеризовали как монотонно аридную эпоху, не отличающуюся какой-либо тектонической активностью (Трофимов, 1962; Лоскутов, Чедия, 1965; Лоскутов, Трофимов, 1971, и др.).

В акджарскую эпоху продолжались поднятия, которые отличались небольшой активностью по окраинам Памирского нагорья. Значительно „вырос“ Заалайский хребет и субмеридиональный пояс молодых поднятий, протянувшийся от Зулумарта на юг — к пикам Кызылданги и Снежная Глыба. Поднятия привели к некоторой перестройке гидросети на отдельных участках западной периферии Памира.

Завершившее плейстоцен ляхшское оледенение значительно уступало по масштабам среднечетвертичному аксуйскому. Обусловлено это было общим уменьшением атмосферного увлажнения и поднятием снеговой линии. На значительной территории центральных районов нагорья она поднялась выше гребней хребтов, и ляхшского оледенения ( $Q_{III}$ ) здесь не было. Глетчеры этой ледниковой эпохи, как правило, унаследовали трюги, выработанные в ходе предыдущего полупокровного оледенения. Ляхшское оледенение проходило в две стадии ( $Q_{III_{1-2}}$ ), при этом первая превосходила вторую по размерам.

В ряде случаев межледниковые поднятия вознесли древние области питания глетчеров ( $Q_{II}$ ) на уровень сместившейся вверх снеговой линии, и молодые ледники ( $Q_{III}$ ) достигли почти той же длины, что и в предыдущую аксуйскую ледниковую эпоху. Это наблюдается в виде наложения морен на северном склоне Заалая у пика Ленина и в бассейне древнего Муксуйского ледника, оставившего морены на палеозойском цоколе и вложенные в них свежие морены ( $Q_{III}$ ) в урочище Ляхш.

Приведенные примеры отнюдь не противоречат общеизвестному положению о значительном сокращении масштабов последнего оледенения Памира по сравнению со среднечетвертичным. И под пиком Ленина и на Ляхше соотношения моренных комплексов позволяют говорить о глетчерах ляхшского ледниковья только то, что они почти достигли длины аксуйских ледников. Однако общая их мощность была значительно меньше. Особенно заметно это под пиком Ленина, где на обширное древнее моренное поле ( $Q_{II}$ ), именуемое Баучекуром, наложена сравнительно небольшая молодая морена.

Палинологические материалы, филогенетические особенности, характер ареалов реликтовых растений и фитоценозов позволяют сделать заключение о существовании на Памире или в его ближайшем

горном обрамлении вплоть до голоцена разнообразной лесной растительности. Последняя, вероятно, не занимала ведущего положения в растительном покрове, но была представлена хвойными лесами с участием гималайского кедра, сосны, ели, пихты; широколиственными лесами, в составе которых отмечены дуб, граб, липа, грецкий орех, клен; тугаями, где могли произрастать береза, ольха и другие древесные. В эпохи оледенений преобладали, надо думать, темнохвойные, в более теплые периоды — хвойные и широколиственные леса.

Особенно широкое распространение в акджарском межледниковье получили ксерофиты. Они, вероятно, имели наибольшее распространение в растительном покрове Памира, по крайней мере до последнего оледенения, когда вследствие повышения атмосферного увлажнения усилились позиции лесов.

Ряд особенностей в распространении птиц Тяньшаня, Кашмира и Гималаев подтверждает наличие в промежуточных между ними областях, которыми являются Памир и Бадахшан, непрерывного лесного „моста“, возможно, вплоть до голоцена. В качестве реликтов можно рассматривать обитающих по окраинам Памирского нагорья рысь и бурого медведя. Особенности состава энтомофауны Памира и Северо-Западных Гималаев позволяют, в свою очередь, говорить об ее лесном прошлом.

Сведения, изложенные в предыдущем разделе, и, в частности, наличие большого числа современных растений и животных, присущих как Памиру, так и окружающим его областям (Иконников, 1963; Крьюжановский, 1965, и мн. др.), позволяют искать палеогеографические аналоги для эпох последнего межледниковья и оледенения нагорья в соседних горах.

Наличие лесной среднегорной растительности, локализованной в наиболее увлажняемых местообитаниях и вкрапленной в общий фон ксерофилизованного растительного покрова, характерно для прилегающих к Памиру с северо-запада Дарваза и хр. Петра I. В последнем, например, верхняя граница древесно-кустарниковой растительности расположена на высоте около 3400–3500 м, а снеговая линия — на уровне 3800–4000 м (Забиров, 1955). Однако до указанных пределов древесных поднимаются, по наблюдениям автора, только кустарниковые — арча и ива, а настоящие лесные древостои не отмечались выше 3300 м. В Дарвазе, также по наблюдениям автора, эти пределы на 100–200 м больше.

Остатки „елового моста“ по восточной периферии Памира имеют следующие высотные характеристики. Еловые стланики с участием арчи произрастают у его подножия на северном склоне восточной части Заалая в бассейне Кашгарской Кызылсу (долина Нуры) в диапазоне высот 3200–3500 (3600) м и в сочетании со степями (Станюкович и др., 1956). Снеговая линия находится здесь на уровне 4700–4800 м. В Западном Куньлуне высотный диапазон еловых лесов, зафиксированный А.А.Юнатовым (1961), для района Ташкурмана составляет 3300–3500 м и хр. Кингтау — 2800–3600 м.

Ельники ссчетаются также со степями, а снеговая линия над ними в Кингтау находится на уровне 5500 м (Мурзаев, 1961).

М.М.Пахомов (1969) на основании анализа литературных данных (Troll, 1939; Schweinfurth, 1957, и др.) указывает высотные пределы произрастания „остепненных лесов” с участием сосны Жерара и гималайского кедра на южном склоне Гиндукуша от 2200 (2500) до 3300 (3500). Высота снеговой линии на южных склонах Гиндукуша на 72° в.д. — 5400 м (Калесник, 1963).

Сопоставление этих величин с современным высотным положением Акджара, где были получены „лесные” спорово-пыльцевые диаграммы (Пахомов, 1965), — абс. высота около 3850 м, уровень снеговой линии 5000 м — дает основание думать, что в начале последнего межледниковья, когда накапливались флороносные отложения в озере, этот район был ниже. Если не учитывать пока депрессию снеговой линии и допустить произрастание лесов с участием ели и кедра недалеко от берегов моренного озера, то Акдjar был ниже минимум на 250 м. Уровень снеговой границы в эпоху аксуйского оледенения ( $Q_{II}$ ) составлял 2800–3300 м и, соответственно, ниже располагались все высотные пояса растительности. Сформировавшееся при таянии и отступании глетчера в его конечной морене озеро, возможно, находилось в пределах тогдашних высокогорий, а пыльца древесных заносилась в него из лесистых среднегорий, расположенных несколько ниже. Позднее, в середине акджарской межледниковой эпохи, снеговая линия была выше, и древесные, вероятно, проникли в долину Аличура, но прямых свидетельств этому в виде ископаемых макро- и микрофосцилий пока нет.

Спорово-пыльцевые данные по акджарскому межледниковью получены также в долине Пянджа из разрезов, находящихся на абс. отметках 3300–3500 м (Никонов, Пахомов, 1966). Климатический оптимум эпохи (характеризующийся наличием пыльцы дуба) соответствует высотам около 2400 м на южных склонах Гиндукуша и Гималаев (там же). Из чего следует необходимость признания повышения абс. отметок в долине Пянджа за время от середины последнего межледниковья до наших дней примерно на 1000 м. Учитывая высокую тектоническую активность рассматриваемой эпохи, следует принять эту величину только как ориентировочную. В начале акджарского межледниковья уровень долинных среднегорных местообитаний Памира, которые находятся ныне на высотах 3500–4500 м, мог быть ниже более чем на 1000 м. Исходить приходится из того, что снеговая линия от отметок 2800–3300 м в эпоху аксуйского оледенения ( $Q_{II}$ ) не могла подняться в начале последнего межледниковья на величину, значительно превышающую 500 м.

Получению подобных ориентировочных данных для конца акджарской межледниковой эпохи могут помочь сведения о последнем ляхском оледенении. Для него относительная (без учета новейших поднятий) депрессия снеговой границы составила не менее 350–450 м по хорошо аргументированным расчетам Р.Д.Забирова (1955). Поскольку имеются результаты вычислений, вдвое меньшие (Трофи-

мов, 1970), есть необходимость подтвердить их прямыми измерениями, без применения каких-либо формул. Такая возможность представляется в котловине Каракуля. Здесь кары последнего оледенения находятся на гребнях всех хребтов ее горного обрамления и в приводораздельной части северного склона массива Уртабуз, расположенного южнее восточного плёса озера. Относительная высота заложения каров – 850–950 м, а самого массива – 1135 м, т.е. положительная разность оледенения здесь была минимальной. Величина последнего для плосковершинных массивов определяется 200–250 м (Enquist, 1917; Maneley, 1955). Положение снеговой линии в эпоху последнего оледенения в этом случае устанавливается сложением абсолютной высоты уреза воды в оз. Каракуль (3914 м) и относительной высоты заложения каров (900 м) и соответствует 4814 м. По данным Н.Л. Корженевского (1936), в горном обрамлении Каракуля снеговая граница в эпоху последнего оледенения соответствовала уровню 4825 м, по подсчетам Р.Д. Забирова (1955), – 4833 м. Совпадение вполне удовлетворительное, подтверждающее к тому же, небольшую величину частных вертикальных перемещений в восточной мелководной (12 м) половине оз. Каракуль, южнее которой расположен Уртабуз.

Выше речь шла об относительной депрессии снеговой границы. Абсолютная депрессия, с учетом новейших поднятий в голоцене, по мнению некоторых исследователей, должна быть больше на 100 м (Трофимов, 1970). Есть и другие взгляды, получающие в последнее время все больше подтверждений. В соответствии с ними размах поднятий в голоцене достигал в отдельных, прежде всего окраинных, районах Памира 600, а, может быть, и более метров (Бутомо и др., 1962; Сидоров, 1963; Максимов, Авдеев, 1973). На основании этих данных абсолютная депрессия снеговой линии в эпоху последнего оледенения достигала (350–450 + 600) 1000 м. Учитывая высоту современной снеговой линии – 4800–5240 м (Забиров, 1955) получаем, что ее уровень в эпоху ляхшского оледенения ( $Q_{III}$ ) соответствовал отметкам 3800–4240 м.

Депрессия снеговой границы имела место в эпоху последнего оледенения не только на Памире, но и в Гиндукуше, Гималаях и других горных системах Высокой Азии, на что со всей очевидностью указывают моренные отложения. Исходя из этого можно заключить, что в эпоху последнего оледенения, когда повышенное увлажнение было, несомненно, благоприятной предпосылкой для достаточно широкого распространения еловых лесов, последние могли произрастать по восточным окраинам Памира на абс. высотах 2000–2600 м. В Дарвазе и Каратегине (хр. Петра I), где имеются до сих пор местообитания обычного спутника ели – грушанки, ельники могли произрастать примерно на таком же уровне. Это всецело относится и к Бадахшану.

Размеры моренных комплексов в самых аридных ныне высокогорьях, в частности на Памире, позволяют предполагать несколько меньший гипсометрический уровень обрамляющих его хребтов, ко-

торые не были еще почти непреодолимыми барьерами для влажных воздушных масс. Очевидно, данное обстоятельство обусловило произрастание лесов с участием кедра и дуба в акджарском межледниковье в долине Пянджа. Из этого следует также, что не лишенным основания будет предположение о более низком, чем ныне, положении снеговой границы в данную эпоху. Тогда величина поднятий в 1000 м, принятая за отправную в начале обсуждения возможных высотных пределов среднегорного яруса, окажется завышенной. Вслед за этим придется „опустить“ и остальные предполагаемые высотные пределы поясов, рассмотренные выше. О значении такой поправки судить можно лишь весьма приблизительно. По-видимому, она не превышает первых сотен метров.

## Глава 1У. ЭПОХА ПОСЛЕЛЕДНИКОВОГО РАЗВИТИЯ ПРИРОДЫ ПАМИРА

### 1. Особенности формирования поверхности

Р.Д.Забиров (1955) убедительно показал, что нарушения нормального положения снеговой линии последнего оледенения на сотни метров вдоль полосы наивысших поднятий от пика Коммунизма на севере до пика Карла Маркса на юге свидетельствует о тектонических движениях, происходивших на Памире в послеледниковое время. Изменение горизонтального положения древней береговой линии плейстоценовых озер Таримской впадины Е.И.Селиванов (1959) связал с голоценовым поднятием ее горного окружения, к которому относятся и восточная периферия Памирского нагорья.

Е.В.Максимов (1969) на основании гляцио-морфологического анализа показал различия в тектоническом режиме Алайского, Заалайского хребтов и Северного Памира, определив скорости поднятий двух последних в голоцене цифрой 57-62 мм в год, а их размах - в 770-840 м. Аналогичным методом была раскрыта тектоническая природа наложения и вложения эпохальных ( $Q_{III}$  на  $Q_{II}$ ) и стадияльных морен на Памире, являющихся несомненным свидетельством поднятий отдельных горных узлов в его пределах (Сидоров, 1965). А самая возможность обусловленности наложения разновозрастных морен в горах теоретически обоснована давно (Герасимов и Марков, 1939).

Признаком существенных голоценовых поднятий автор считает произрастание в различных убежищах (рефугиумах) высокогорий Памира не высокогорных, а среднегорных растений и их сообществ (Сидоров, 1959; Луканенкова, Сидоров, 1961; Сидоров, Потапов, 1965). При этом важно подчеркнуть невозможность заноса семян невысокогорных растений за многие десятки и сотни километров в высокогорья ветром и птицами. Об этом свидетельствуют: 1) отсутствие промежуточных точек произрастания; 2) отсутствие у некоторых растений (например, у тростника обыкновенного) семенного возобновления; 3) большая активность пищеварения зерноядных птиц, не могущих транспортировать семена более двух часов и переместить их при этом на сотни километров. Нужно также отметить

широкий экологический диапазон сохранившихся в высокогорьях с начала голоцена среднегорных растений. Это ксерофиты (селитрян-ка Шобера, барбарис кашгарский и др.), мезофиты (термопсис, ива густоколосая, сизоватая, шугнанская и др.), гидрофиты (тростник и др.), т.е. представители самых различных типов растительности среднегорий. Ныне многие из них обитают на моренах последнего оледенения (например, селитрян-ка) и, очевидно, поселились в высокогорьях только после отступления глетчеров ляхшской эпохи в голоцене, что было возможно только при меньших абсолютных высотах.

О поднятиях, имевших место в послеледниковье, свидетельствует и ряд археологических находок. Самая интересная из них сделана при раскопках стоянки первобытных охотников в устьевой части долины Ошхона — правого притока Уйсу, которая, в свою очередь, является правой составляющей Маркансу. Такого рода стоянка с сохранившимся культурным слоем — первая из открытых на Памире. Она находится у южных склонов Заалайского хребта на абс. высоте 4100 м. Всего в 15 км от нее расположен ледник Уйсу, а примерно в 30 км — пик Ленина.

Бассейн Маркансу в пределах Памирского нагорья отличается особенной суровостью. Отметки 4000—4300 м на дне долин и 6000 м с лишним на гребнях, интенсивная инсоляция, резкие суточные колебания температуры, утренние заморозки в течение всего лета, вечная мерзлота, сильнейшие ветры, несущие тучи песка и мелкую гальку, редкие, прижатые к земле растения на пустынных пространствах — таковы некоторые черты природы района раскопок. Стоянка находится у подножия высокой морены последнего оледенения (Q III), прорезанной у правого склона долины Ошхонаджилга небольшим ручьем, вода в русле которого появляется только в конце суток в течение 1—2 летних месяцев. Культурный слой хорошо сохранился на надпойменной террасе в полутораметровой толще суглинистого аллювия, сложенного в тело морены. Он разделяется на четыре горизонта, состоящих из серий очажных пятен, частично сохранившихся уголь, вокруг которых концентрируются кухонные остатки и обработанный камень. Во втором горизонте отмечены очаги и выкладки из камней, но следов жилищ не встречено. В результате раскопок и находок на поверхности получена значительная коллекция каменных орудий (около 10 000 предметов).

В 1960 г. во втором культурном горизонте стоянки в большом очаге удалось собрать достаточное для радиоуглеродного анализа количество угля. Абсолютный возраст угля со стоянки Ошхона был определен в  $9530 \pm 130$  лет (Бутомо и др., 1962). По углям, обнаруженным в кострищах, автору и И.А.Шилкиной удалось определить, что первобытные охотники Памира использовали на топливо березу, арчу и терескен. Ближайшие современные местообитания березы и арчи находятся на расстоянии более 100 км от стоянки в долинах Баяндкинка и Саукадары, за непроходимыми (напрямик) высокими гребнями и ледниками хр. Зулумарт, а также на северном

склоне Алайского за двумя горными системами — Заалайской, Алайской — и Алайской долиной. Возможно, береза и арча произрастают на расстоянии не менее двух дневных переходов вниз по Маркансу, но в литературе нет на то достоверных указаний. Во всяком случае, доставка топлива на охотничью сезонную стоянку людьми в мезолите, когда не были еще одомашнены вьючные животные, маловероятна. Тем более, что для костров мог идти, как и ныне, один терескен.

Тугайные заросли с березой и арча нормально произрастают в наши дни на абс. высотах 3500–3600 м и ниже, в условиях необходимого для них тепла и влажности. Отдельные экземпляры и группы березы и арчи отмечались до отметок 3700–3800 м в различных убежищах, но они скорее являются свидетельством быстрого поднятия Бадахшана и Памира, чем показателем нормальных условий произрастания данных пород (Луканенкова, Сидоров, 1961). Предполагать существование некогда смягченной природной обстановки на уровне 4100 м нет никаких оснований. Теплее на таких высотах быть не может, а увеличение атмосферного увлажнения неизбежно привело бы к снижению снеговой линии и исключало бы возможность произрастания не только деревьев, но и полукустарничков терескена. Последнее наблюдается рядом на северном склоне Заалая. Объяснение находок углей березы и арчи в очагах Ошхоны логичнее всего связывать с тем, что гипсометрический уровень ее поднялся не менее чем на 600–800 м со времени жизни людей каменного века. Тогда стоянка, судя по комплексу хорошо выработанных террас, располагалась на берегу постоянно текущей речки (о чем свидетельствует аллювий) в тугае, где росли, надо полагать, не только березы, но и другие породы (ивы, обленихи, тополя и т.п.). Такое предположение может объяснить и отсутствие каких-либо следов жилищ — без них можно было обойтись под защитой тугайных зарослей. Недалеке на склонах находилась и арча в обычном для нее степном сопровождении. Вокруг прирусловых тугаев также, наверное, преобладала степная растительность. Среди степей на образуемых перегибах пологих скатов и по вершинам моренных холмов рас терескен. Подобные сочетания можно видеть в местах существования современных арчевников и тугаев в ближайших районах (Алайская долина) на участках с пологим рельефом.

Изложенная система фактов позволяет сделать вывод о поднятии Памира не менее чем на 6–8 см в год за последние 10 000 лет. В последнее время появляется все больше сообщений о фиксации подобных и еще больших скоростей современных поднятий в горных системах Центральной и Средней Азии (Синицын, 1959; Максимов, 1971, и мн. др.), что косвенно говорит о возможности столь энергичного голоценового воздымания Памирского нагорья и особенно его горного обрамления.

В свете данных о больших поднятиях Памира в голоцене следует рассматривать и ряд других свидетельств более мягких природных условий в его пределах. Это наскальные рисунки грота Шахты,

датируемые мезолитом — ранним неолитом (Ранов, 1961 б). Абсолютная высота грота — 4200 м, находится он в совершенно безводной полупустынной местности. Однако в нем имеется связанное с охотничьей магией изображение кабана, обитающего в горах не выше 3000 м (Чернышов, 1957). Такие изображения делались непосредственно перед охотой (Ранов, 1961 б). К подобного рода свидетельствам следует отнести и найденные при раскопках в гроте и недалеко от него корневища и веточки мирикарии, ивы, фрагмент соломины тростника. Ближайшие местообитания перечисленных растений находятся на 30–40 км на абс. высоте 3580 м. Следовательно, не исключено, что в неолите в долине Шахты существовал постоянный сток воды по сухим ныне руслам и произрастали указанные растения, а где-то поблизости кабаны служили объектом охоты первобытного человека.

Ниже будут рассмотрены признаки стеной фазы развития природы Памира в голоцене. Некоторые особенности строения поверхности нагорья, если рассматривать их в палеогеографическом аспекте, могут помочь уточнить время смены степей современными полупустынями и пустынями. Под поверхностью в настоящем изложении понимаются четвертичного возраста почвогрунты, с которыми связано большинство исторических памятников. В ряде публикаций В.А.Ранов упоминал о своеобразии памирских стоянок каменного века (Ранов, Сидоров, 1960, 1965, и др.). Многие из них отличает, в частности, необычайное обилие обработанного камня на поверхности среди гальки при полном отсутствии следов культурных горизонтов и одинаковая степень патинизации орудий первобытного человека и гальки на пустынных, ныне совершенно не подходящих для ночлега высоких террасах памирских рек.

Указанные обстоятельства и ряд фактов, свидетельствующих об иссушении и похолодании Памирского нагорья в голоцене, привели к выводу о том, что верхний горизонт некогда достаточно богатых мелкоземом почв, с какими только и могли быть связаны стоянки первобытных людей, впоследствии подвергся дефляции, а каменные орудия, содержащиеся в нем, смешались с лежавшей ниже галькой.

Высокая активность горно-долинной циркуляции — одна из характернейших особенностей природы Памира. Сочетание интенсивного выветривания и разреженного растительного покрова создает весьма благоприятные условия для развевания. Однако деятельность ветра не оценивалась еще по достоинству на всей территории этой аридной области. В научной литературе о Памире имеются лишь беглые замечания о перевеваемых песках в некоторых урочищах. Обработав материалы по эоловым процессам нагорья, накопленные с 1952 г., автор получил возможность оценить масштабы и особенности этого явления в целом (Сидоров, 1968).

Широкие межгорные пространства Памира подразделяются на области развевания и эоловой аккумуляции. Первые занимают весьма обширные пространства и представлены повсеместно, вторые — локальные участки в отдельных урочищах. Сильнейшему воздействию

дефляции обязаны своим происхождением щебнисто-галечниковые поверхности днищ основных долин и крупных озерных котловин, своеобразным панцирем покрывающие речные террасы, морены, пролювиально-делювиальные шлейфы склонов гор и конусы выноса пролювия из долин второго порядка. Свидетельствами воздействия ветра избылуют и склоны хребтов, вплоть до гребневой части. Очевидно, развевание на Памире носит универсальный характер. Исключение в этом отношении составляет, в известной мере, лишь участки с достаточно сомкнутым растительным покровом — сазы, луга, степи. Все они на полупустынном нагорье занимают небольшие пространства (Сидоров, 1959 а; Луканенкова, 1971, и др.).

Одинаковая степень патинизации гальки и каменных орудий неолита заставляет думать, что интенсивное развевание могло начаться не ранее 4 тысячелетия до н.э., но до рубежа нашей эры. Последнее вытекает из сведений, сообщаемых китайскими путешественником Сюань Цзаном (Баранов, 1940) и Марко Поло: 1300–800 лет тому назад природная обстановка на Памирском нагорье не отличалась уже от современной. Поскольку Е.В.Максимов (1966, 1968, 1972а, 1972б, 1974) установил адекватную общепланетарной ритмичность дегляциации Памира, то можно, опираясь на определенную А.В. Шнитниковым (1957, 1961) продолжительность ритма колебаний увлажнения в голоцене в 1850 лет и учитывая климатический оптимум, приходящийся на 3–2 тысячелетия до н.э., полагать, что начало резкого ухудшения его природных условий приходится на 1 тысячелетие до н.э. Выразилось это в изреживании степного растительного покрова в результате прогрессирующей на протяжении голоцена аридизации, его „опустынивании“ и развевании мелкозема с незакрепленных сомкнутой растительностью поверхностей. Недаром распространение дефляционного щебнисто-галечникового панциря и эоловых песчаных скоплений подчинено особенностям горно-долинной циркуляции и не распространяется на участки степной растительности с каштановыми мелкоземлистыми почвами на Юго-Восточном Памире (Сидоров, 1968).

На Северном Памире результаты дефляции и эоловой аккумуляции выражены гораздо сильнее, чем на Южном. Всем положительным элементам мезорельефа на моренах, конусах выноса пролювия, склонах гор присуще повышенное содержание щебня и дресвы и почти полное отсутствие мелкозема на поверхности обдуваемых выпуклых частей и перегибов. Продукты развевания — пыль и песок — оседают на склонах гор. Они подвергаются при этом сортировке. Дальше и выше перемещаются ветром наиболее мелкие, пылеватые частицы. Скопления их весьма отчетливо видны на поверхности почти всех снежников и ледников. Приносимые ветром частицы принимают значительное участие в формировании рыхлых отложений, своеобразным чехлом облекающих поверхность коренных пород на пологих склонах большинства хребтов собственно Памира. В этом заключается одна из причин мягкости очертаний последних. Самые крупные скопления перевеваемых песок сосредоточены на Северном Памире — в

Маркансу, по восток-северо-восточной периферии Каракульской и восточной окраине Ранкульской озерных котловин, а также на Шадпутье и в ущелье Гибельном, на Южном Памире – в долине Горумды (левая верхняя составляющая Аличура), урочище Кумды и у восточного берега оз. Яшилкуль.

В северной части самой большой на Памире Каракульской озерной котловины западные ветры сильны и постоянны. Они перевеивают аллювий пересыхающих рек, стекающих в озеро с Сарькола. Эоловые пески накапливаются в северо-восточной части котловины, перекрывая нижние части пологих склонов гор. В ориентированной с запада на восток котловине озер Шоркуль и Ранкуль воздействию западных ветров особенно сильно подвергаются шлейфы под склонами и конусы выноса пролювия из долин по северному берегу озер. Аккумуляция больших масс песка происходит на перевалах Кокбелес и Кызылбелес, в обрамляющих котловину с востока хребтах и находящейся за ними долине Бельутек. Происхождение обширных песчаных скоплений Шадпутье, бархана Пангазбель и ущелья Гибельного связано с ветрами, дующими по долине крупнейшей реки Памира – Аксу – снизу вверх. Аккумуляция эоловых песков происходит в урочище Кошагыл, расположенном у поворота долины Аксу от северного направления к западу. Западные ветры устремляются преимущественно на восток и в меньшей степени – вверх по Аксу на юг. Они оставляют часть переносимого песка в Кошагыле. Открытое в это обширное урочище ущелье Гибельное представляет собой своеобразную „ловушку“ на пути ветров и песка с Аксу. Такой же ловушкой, по существу, является и урочище Пангазбель, также связанное с Кошагылом широким проходом. С Пангазбеля часть песка перевевается на Шадпутье. Об этом говорит направление движения барханов в ущельи Гибельном, на Пангазбеле и Шадпутье. (рис. 10, 11).

В верховьях долин, имеющих современные ледники или снежники, в голоцене сформировалось, как уже упоминалось, от 3 до 5 фазальных морен, отвечающих осцилляциям отступавших глетчеров последнего оледенения. Их Е.В. Максимов (1969) сопоставляет с семью стадиями дегляциации, имевшими место и оставившими реальные следы во всех остальных высокогорьях, кроме Памира, где нет соответствующего количества морен. Он полагает, что „недостающие“ морены погребены под лежащими сверху более поздними вследствие весьма активных поднятий областей питания отступавших глетчеров. В долинах, не имеющих современного оледенения и вечных снегов, наблюдается чаще всего только две стадийных морены последнего оледенения.

В большинстве долин в голоцене сформировались террасовые комплексы. Голоценовых террас в отдельных долинах насчитывается от одной до четырех. В широких основных долинах стоянки людей каменного века нередко расположены на высоких террасах и моренах в местах ныне далеко, иногда на километры (Сидоров, 1963) отстоящих от воды. Естественно предполагать, что русла рек в период использования стоянок первобытными охотниками находились

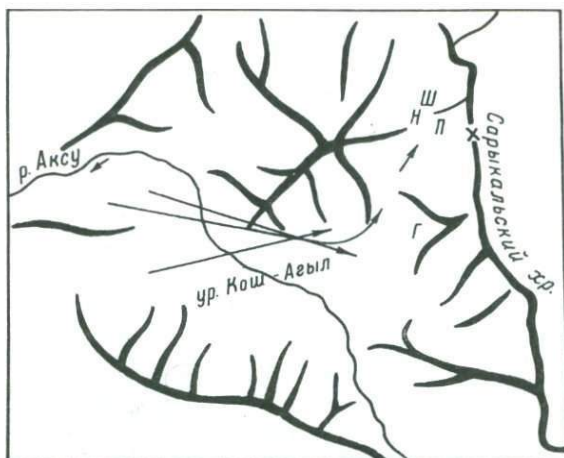


Рис. 10. Схема размещения песчаных отложений эолового происхождения на Восточном Памире.

Г – устье Гибельное; П – Пангазбель; Н – Нагаракум; Ш – Шадпут. Стрелками обозначено преобладающее направление ветров.

ближе к ним, чем сейчас. Немало стоянок и „мастерских“ по заготовке каменных орудий находится на первых надпойменных террасах главных рек Памира, таких как Аксу (Ранов, 1964). Возраст этих террас несомненно голоценовый. Очевидно, в начале голоцена они могли быть еще поймами. Датирование основной массы орудий 8–5 тысячелетием до н.э., подкрепленное данными радиоуглеродного анализа (Бутомо и др., 1962) позволяет судить о времени превращения пойм в надпойменные террасы. Это произошло, по-видимому, в интервале времени от 7–6 до 5–4 тысячелетия до н.э.

Поверхность большинства конусов выноса сформировалась в голоcene. Древние ее участки имеют возраст порядка 10 000 лет, возможно, в отдельных случаях несколько более, а самые молодые менее одного года. Последнее обусловлено тем, что и по сей день по долинам второго порядка и крупным саям выносятся продукты разрушения хребтов. В современных, чрезвычайно аридных условиях Памирского нагорья скорость перемещения пролювия невелика. Однако в отдельные, сравнительно влажные годы весной, особенно после снежной зимы, процессы эти активизируются вплоть до возникновения небольших селей. Обычно такие вёсны изменяются пути стока талых вод, не уместающихся в старых руслах, которые к тому же бывают загромождены наносами прошлых лет, в том числе нередко, эоловыми. В такие годы поверхность „деятельной“ части конусов выноса сильно изменяется.



Рис. 11. Вид на барханы Пангазбель с восточного склона массива Бельальмакры.  
Рисунок с фотографии автора.

Примерно треть поверхности Памирского нагорья приходится на склоны гор. Даже на самых пологих из них можно видеть следы смыва, гравитационного и солифлюкционного смещения рыхлого субстрата вниз. Исключение составляют только террасовидные уступы и перегибы склонов, где древняя поверхность в голоцене не подвергалась существенным изменениям.

В заключение раздела отметим, что выводы автора о высоких скоростях голоценовых поднятий и быстром похолодании и аридизации Памира вызвали негативную реакцию некоторых исследователей (Агаханянц и др., 1964). Отрицание возможности крупного голоценового воздымания нагорья обосновывалось разобранной выше несуществующей в высоких горах пропорциональностью эрозионных врезов поднятиям и „необходимостью“ растягивать послеледниковые на отрезок времени от среднечетвертичной эпохи до современности, намного превосходящий реальные 10 000 лет, соответствующие определениям абсолютного возраста.

## 2. Пути развития растительности и животного мира

Отдельные представители и группировки невысокогорной растительности и дериваты более мягких условий сохранились в пределах Памира главным образом в различных убежищах. Прежде всего укажем на обитателей Кызылрабатского рефугиума. Здесь, в скалах известнякового массива Акташ, произрастают кустарники *Cotoneaster uniflora* Bge., *Rosa webbeana* Wall., *Lonicera pamirica* Pojark., *Rhamnus minuta* Grub., *Berberis kaschgarica* Rupr. Эти растения сохранились как правило, на склонах южной экспозиции под прикрытием скал и камней. Иргай одноцветковый – обычное растение кустарниковых группировок среднегорий для всей Средней Азии. Его ареал охватывает Джунгарию, Монголию, Алтай и другие невысокогорные территории. Названный выше шиповник обычен в среднегорьях соседнего Бадахшана на каменистых субстратах. Нередко его можно встретить в зарослях шиповника – розариях. Последние весьма характерны почти для всех горных районов Таджикистана. Ареал шиповника Узбба охватывает, помимо Памиро–Алая, Тяньшань, Кашгарию, Джунгарию, Монголию, Тибет, Гималаи, где он обитает преимущественно в среднегорьях. Жимолость памирская, описанная систематиками по сборам из среднегорий района Сарезского озера, встречается в среднегорьях Памиро–Алая, Кашгарии, Ирана. Крушина крошечная обитает в среднегорьях Памиро–Алая и Кашгарии. Барбарис кашгарский – элемент среднегорной растительности Кашгарии, Тяньшаня, Джунгарии (Иконников, 1963).

В том же рефугиуме, в устьевых частях долин верхних притоков Аксу – Шинды, Каракуль, Ханюлы, Кичикаюджолу, тальвеги которых глубоко врезаны в морены последнего оледенения, в их поймах, хорошо защищенных высокими крутыми скатами моренных холмов и

склонами окружающих гор от ветров, имеются небольшие куртинки ивняков и отдельные экземпляры *Salix schugnanica* Gorz., *G. pycnostachya* Andress., *G. caesia* Vill. Первая — довольно обычна в среднегорных тугайных зарослях Бадахшана и Дарваза, вторая — распространена преимущественно в среднегорьях Памиро-Алая, Тибета, Гималаев, третья — произрастает в среднегорьях и далеко за пределами гор в Средней Азии, Западной Европе, на Урале, в Сибири и Монголии.

Этих примеров, по-видимому, достаточно для того, чтобы подтвердить положение о несомненном родстве и о недавно нарушенных связях многих реликтов Памира со среднегорной растительностью. Ближайшие местообитания всех перечисленных и многих других растений отстоят от верховьев Аксу на сто и более километров и тяготеют к среднегорьям (Сидоров, 1963).

Летом 1961 г. были поставлены микроклиматические наблюдения в одном из убежищ реликтовых среднегорцев и на широкой террасе Аксу в типично памирской ассоциации терескена. В результате было инструментально подтверждено, что термический режим убежищ реликтов в высокогорьях Кызылрабатского района Памира в период вегетации соответствуют среднегорному (Лукашенко, 1971).

К числу свидетельств более мягких природных условий недавнего прошлого относятся и некоторые элементы растительного покрова нагорья. Это полынники с преобладанием *Artemisia leucotricha* Krasch., представленные в субальпийской ступени отдельными фрагментами в различных депрессиях склонов, обращенных главным образом на север; они встречаются по западным окраинам области в бассейнах рек Памир, Аличур, Беляндкиик, в котловинах озер Булункуль, Сасыккуль и на юго-востоке в Кызылоабатском районе. Данная полынь произрастает только в местообитаниях, которые зимой бывают укрыты достаточно мощным снежным покровом. Ассоциируется она со степными и трагакантовыми растениями и колючими подушками, в меньшей степени — с полупустынными элементами. За пределами Памира, в соседнем Бадахшане, рассматриваемые полынники наиболее широко распространены в „переходной зоне“ (Лукашенко, Сидоров, 1961), которую И.А. Райкова (1936) справедливо называла „полосой больших снегопадов“. Таким образом, формация этой полыни явно тяготеет к местообитаниям с более мягкими условиями, чем современные типично памирские.

Степи с господством типчака *Festuca sulcata* имеют ряд общих черт с охарактеризованными выше полынниками. Они располагаются на юго-востоке Памира полосой в несколько сот метров по пологим склонам северной и северо-западной экспозиции и у их подножия по моренам последнего оледенения на правобережье верховьев Аксу. Степи находятся в поясе наилучшего атмосферного увлажнения, как летнего, так и зимнего. Описанные выше полынники встречаются здесь пятнами среди типчаковых степей. По составу и строению фитоценозы типчака Кызылрабатского района очень близки степной растительности Алайской долины. Только последняя распрост-

ранена на уровнях, меньших на 800 и более метров, и комплексируется кое-где с арчевниками. Рассматривая типчаковые степи в целом, придется констатировать, что основная область их распространения находится на равнинах, в предгорьях и низкогорьях. Довольно обоснованной представляется точка зрения ряда исследователей о появлении степей в горах только в эпоху максимального оледенения и последующего смещения их вверх по склонам хребтов вслед за поднимавшейся снеговой линией и зоной достаточного увлажнения в подвергшихся аридизации горах Высокой Азии (Гончаров, Овчинников, 1936, и др.).

Много общего с типичными степями у луговой формации осоки узкоплодной — *Carex stercarpa* Turz. Она также встречается преимущественно на склонах северных румбов, в местообитаниях, прикрываемых зимой достаточно мощным снежным покровом. Наиболее распространены ассоциации данной осоки в Кызылрабатском районе, где они местами преобладают на отдельных участках (например, в долинах Каракуль и Ханюлы) в альпийской ступени. Фитоценотически эти луга также близки алайским. Там особенно богаты лугами с господством осоки узкоплодной северный склон Заалайского хребта. Эта осока довольно широко распространена в Тяньшане, преимущественно в субальпийской ступени (Голоскоков, 1949; Рубцов, 1952). Всюду зимний снежный покров достаточной мощности является необходимым условием ее существования.

Рассмотренные выше реликтовые элементы растительности также обнаруживают определенную зависимость от достаточно мощного зимнего снежного покрова. Вместе с тем современный климат этой части высоких нагорий Центральной Азии характеризуется крайне малой среднегодовой суммой осадков и весенне-летним их максимумом (Агроклиматический справочник . . . , 1959). Поэтому на субальпийских высотах зимы почти бесснежны или малоснежны. Постоянно наблюдается снежный покров только в альпийской ступени, где осадков несколько больше, и там нередко находят себе убежища кустарники (Луканенкова, Сидоров, 1961). Кызылрабатский район, являющийся своеобразной „ловушкой“ атмосферных осадков, выгодно отличается от остальной территории Памира более снежной зимой, что способствовало сохранению здесь дериватов более мягкой природной обстановки начала голоцена (Сидоров, 1959, 1963).

Широкое распространение большинства упомянутых невысокогорных и высокогорных растений в настоящее время невозможно. Только более мягкие условия прошлого могли обеспечить непрерывность их ныне разорванных ареалов. Однако нет оснований предполагать возможность потепления на абсолютных высотах порядка 4000 м, где сейчас произрастает изолировано ряд реликтов, и тем более при одновременном повышении атмосферного увлажнения, которое в высокогорьях неизбежно приводит к снижению снеговой линии и всей системы высотных поясов. Следовательно, в период широкого распространения указанных выше редких растений днища основных долин не были еще подняты до современных уровней. Поэтому по ним,

иногда вплоть до самых верховьев, была распространена среднегорная растительность (например, по Аксу). Судя по произрастанию ряда реликтов на молодых моренах, такие условия существовали после отступления глетчеров в начале голоцена. Затем в течение последнего произошло поднятие и дериваты невысокогорной растительности „укрылись“ в различных убежищах.

В связи с этим обращают на себя внимание отдельные черты растительного покрова Памира, объяснение наличия которых одними современными природными особенностями нельзя считать исчерпывающими. Известно, что некоторую общую ксерофилизованность горных лугов субтропических широт расценивают как древнюю и устойчивую черту, связанную с особенностями климата этого пояса (Толмачев, 1944). Сопоставление памиро-алайских лугов с собственно памирскими убеждает в крайней ксерофилизованности последних, выходящей за рамки типичного.

На фоне наблюдающейся в настоящее время деградации лугов Памира, усиленная их ксерофилизация представляется процессом, начавшимся давно, но не ранее последнего оледенения. Сравнение состава субальпийских и альпийских лугов по жизненным формам обнаруживает значительно большее распространение на последних гемикриптофитов (Сидоров, 1959 б). Естественно связать это с лучшими условиями перезимовки в альпийской ступени. Однако гемикриптофиты встречаются и на бесснежных зимой альпийских лугах Северного Памира. Учитывая, что сообщества их нередко находятся в явно угасающем состоянии, придется признать таковые наследием более снежных зим прошлого. Из гемикриптофитов в этом отношении особенно показательно распространение и состояние на субальпийских лугах кобрезий. Ценозы кобрезии памироалайской формируются только в местах, покрываемых зимой снегом, и, соответственно, встречаются только на Южном Памире. На Северном Памире единичные экземпляры этого растения очень редки. Кобрезия волосовидная также обнаруживает сильную зависимость от наличия снежного покрова. На почти бесснежных луговых массивах севера нагорья (например, Субаши, Кульбаши, Караарте) она сильно угнетена и ее роль в травостое ничтожна, тогда как на юге (массив Акташ, Аличур) ассоциации ее занимают до 25% площади лугов.

Арча гербаризировалась на Памире на восточном склоне Сарыкола, недалеко от Кызылрабата, в долине Пистан на высоте около 4000 м (Федченко, 1909). При вскрытии погребальных сооружений сакров у Кызылрабата были обнаружены арчевые перекрытия (Бернштам, 1956). Предположение о доставке арчи издалека для погребального ритуала, по-видимому, не имеет под собой почвы. Во-первых, потому, что находки древесных остатков в захоронениях довольно случайны. В однотипных могильниках одинаковой древности попадаетея и арча, и ива или вообще нет дерева. Во-вторых, в расположенных ныне на абсолютных высотах 4300–4400 м курганах (долина Андаминсу) древесных остатков вообще не обнаружено. По всей вероятности, ни арчи, ни ивы в этих местах 2,5 тыс.

лет назад не было, так как и в то время они находились уже в высокогорьях. Однако, если бы в арче была необходимость, она свободно могла быть доставлена с того же Кызылрабата, расположенного на расстоянии одного дневного перехода от места захоронения.

Везде в ближайших к Памиру местообитаниях арчи — в Бадахшане и Алае — ей сопутствует степная растительность. Арча в наиболее сухих районах у верхнего предела произрастания всегда тяготеет к склонам северных экспозиций, где зимой устойчив достаточно мощный снежный покров. Это сближает ее экологически с типчакowymi степями высокогорий Памира. Вероятно, во времена саков арча также произрастала на Кызылрабате в степном окружении. До настоящего времени здесь сохранились с того периода описанные выше типчаковые степи и некоторые степные растения, ныне на Памире редкие: *Poa dschungarica* Roshev., *Piptatherum laterale*, Munro ex Rgl., *Allium Hymenorhizum* Ldb., *A. tianschanicum* Rupr., *Pulsatilla campanella* Fisch. et Kril., *Thermopsis alpina* (Pall.) Ldb., *Rochelia bungei* Trautv.

О достаточно широком распространении в недалеком прошлом арчевых зарослей на Памире могут свидетельствовать ареалы и особенности популяций ряда птиц. Речь идет о птицах, тесно связанных в своем распространении с арчевниками. Некоторые из них проникли из Гималаев на Алай и Тяньшань (*Regulus regulus tristis* Pleske., *Mycerobas carnipes* Nords., *Rarus rubidiventris rufonuchalis* Blith., *Certhia hymealaena teanura* Sev., *Phoenicurus soeruleocephalus* Vig.) или, наоборот, в противоположном направлении (*Rhyloscopus inortanus humei* Broks, *Pepotrecile sophiae* Sev.). У всех перечисленных видов ареал разорван как раз на месте Памира и Бадахшана, а отсутствие заметных отличий между кашмирскими и алайско-тяньшанскими популяциями говорит о сравнительно недавнем разрыве.

О более широком былом распространении хвойных лесов на внешних склонах Памира, в частности на его восточных склонах, говорит ареал рыжешейной синицы — *Rarus rubidiventris rufonuchalis* Blyth. Эта синица, обитающая в темнохвойных лесах и высокоствольных арчевниках горных систем, окружающих Центральную Азию с востока, юга и запада, населяет также ельники в верховьях р.Тизнаф в Западном Куньлуне. В настоящее время эти ельники совершенно изолированы от еловых лесов на массивах Музтагата и Кингтау. И тем не менее популяция синиц в ельниках Тизнафа совершенно не отличается от номинальной расы, обитающей в Алае и Тяньшане. Это также свидетельствует о недавнем разрыве в ареале рыжешейной синицы, вызванном деградацией лесов на восточных склонах Памирского нагорья (Сидоров, Потапов, 1965).

Р.Л.Потапов (1966) подверг основательному палеогеографическому анализу авиафауну Памира и сопредельных областей и пришел к следующим выводам. В период, следовавший непосредственно за последним оледенением, орнитофауна данной области весьма напоминала современную орнитофауну облесенного и по сей день Тяньшаня,

только примесь гималайских форм должна была быть более значительной. Позднее всех Памир должны были заселить такие ксерофильные формы, как тибетская саджа, пустынная каменка и т.д. Параллельно с этими изменениями, вместе с деградацией и исчезновением сначала древесной, и потом и кустраниковой птицы, за исключением тех, которые сумели приспособиться к новым условиям и перейти на гнездование в камнях и скалах.

Интересно высказывание энтомолога А.И.Янковской (1965, с.68) о фауне теплых источников Юго-Восточного Памира: „Весь облик водоема у Шаймака носит отпечаток каких-то более благоприятных условий, существовавших на Восточном Памире в недавнем прошлом и частично сохранившихся до нашего времени.“ Ею были зафиксированы стрекозы, жуки, моллюски соответствующих приведенной характеристике теплолюбивых видов.

Как уже упоминалось, между энтомофаунами Памира и Северо-Западных Гималаев довольно много общего (до 40% общих видов), а в составе насекомых последней области большинство представителей ярко выраженные мезофилы (Mani, 1963). В дополнение к этому укажем, что описанный с Памира новый род тли — *Eichnaphis Narz.*, обитающей ныне на терескене в типичной памирской полупустыне, имеет несомненно мезофильное прошлое (Нарзикулов, 1963). Переход этой тли на терескен мог произойти в те времена первой половины голоцена, когда он шире произрастал в приречных тугаях в достаточно мезофильной экологической среде. Автор неоднократно фиксировал терескен в тополевых и ивовых насаждениях соседнего Бадахшана.

### 3. Природа Памира как среда обитания человека

Современные природные условия Памирского нагорья слишком суровы для обитания первобытных людей. Недаром один из лучших знатоков археологии глубинных областей Азии А.Н.Бернштам (1956), являющийся первооткрывателем исторических памятников рассматриваемой области, высказал мнение о невозможности освоения ее человеком ранее, чем началось использование выючных животных. Однако в 1956 г. В.А.Рановым (1959, 1963) были найдены каменные орудия мезолита и затем обнаружены охотничьи стоянки человека каменного века.

Выдающиеся открытия археологов заставили коренным образом пересмотреть представления о расселении первобытных людей и „извечной“ суровости Памира. В различных районах Тибета, подобием или частью которого в природном отношении является Памир, также известны теперь стоянки каменного века (Рерих, 1961 и др.). На Памире имеются следы различных культур и крупных караванных магистралей древности. Очевидно, нагорье в отдельные периоды прошлого находилось в сфере довольно интенсивного взаимодействия между народами Передней, Средней, Центральной Азии.

и Индостана, что во многом обусловлено его географическим положением и природными особенностями (Аристов, 1900; Бернштам, 1956; Мандельштам, 1957; Литвинский, 1960, 1972; Зелинский, 1963, и др.).

Всего на Памире зафиксирован 51 пункт с находками каменного века, на которых была собрана коллекция, насчитывающая более 15 тысяч номеров. Средние абсолютные высоты стоянок, на которых собраны орудия, — от 3500 до 4200 м. Поэтому сейчас с полным основанием можно сказать, что Памир является наиболее изученной в археологическом отношении областью Высокой Азии (Ранов, Сидоров, 1965). Основным типом памятника каменного века нагорья являются открытые местонахождения. Они связаны преимущественно с поверхностью аллювиальных террас главных рек и их притоков и в меньшей степени — с моренами. За исключением двух случаев, местонахождения, связанные с террасами, приурочены к послеледниковому первому и позднеледниковому второму надпойменным уровням. С явно более древними, плейстоценовыми образованиями связаны находки у Мургаба и на Карасу, где обработанный камень обнаружен на поверхности террас высотой 20–30 м. В первом случае это сопрягающаяся с древними моренами ( $Q_{II}$ ) высокая терраса Аксу–Мургаба, во втором — также сформировавшаяся в период среднечетвертичного оледенения и последнего межледниковья аллювиальная терраса.

Что касается находок на моренах, то здесь в каждом отдельном случае необходим специальный анализ. Так, в долине Аличура был обследован В.А.Рановым ряд боковых долин правого борта. Во всех случаях обработанный камень, приуроченный в основном к молодым моренам ( $Q_{III}$ ), запирающим вход в боковую долину, был встречен и на более высоких уровнях на древнем уступе–клиффе начала межледниковой эпохи ( $Q_{III}$ ) или остатках древних боковых морен ( $Q_{II}$ ) основной долины.

В незначительном числе обработанный камень собран с поверхности морен близ оз. Каракуль, в устье р. Караджилга, и по р. Маркансу. И в том и в другом случае археологические остатки встречены и на низких террасах.

Подавляющее число пунктов с материалами каменного века связано на Памире с современной дневной поверхностью. Для речных террас всех без исключения долин нагорья характерен почти сплошной панцирь из гальки и щебня, придающий памирским долинам своеобразный, ни с чем не сравнимый пустынный вид. На поверхности этих террас нет задернованных участков. Полупустынная и пустынная растительность разрежена. Судя по инвентарю наиболее хорошо сохранившихся местонахождений, можно сказать, что в ряде мест это — не случайные пункты остановок охотников, а настоящие стоянки, на которых люди жили сравнительно долго. В то же время здесь нет необходимых атрибутов настоящей стоянки — остатков жилищ или хотя бы открытых очагов, остатков культурного слоя и кухонных отходов. Жить же на голой галечниковой поверхности, по

по всей вероятности, очень неудобно, если вообще возможно. В чем же здесь дело? Очевидно, люди каменного века жили в то время, когда еще во всех главных долинах Памира на террасах существовала, может быть, и не полностью сомкнутая, но все же закреплявшая почву степная растительность (Ранов, Сидоров, 1960); не исключено, что некоторые стоянки размещались в период их использования на поймах. В дальнейшем в связи с усилением аридности климата на открытых ветрам поверхностях террас в основных долинах непрерывный процесс дефляции, усугублявшийся по мере поднятия нагорья в обрамлении изолировавших его от влажных воздушных масс хребтов, привел к разрушению поверхностного дернового горизонта и постепенному „проецированию“ — оседанию орудий вместе с галечным и щебнистым материалом. В итоге произошло своеобразное обогащение современной поверхности галькой и щебнем, среди которых и распространены изделия каменного века. Подобный процесс разрушения поверхности древних стоянок хорошо известен для ряда пустынных областей различных стран мира. Затем поверхность изделий покрывалась „пустынным загаром“ той же интенсивности, что и окружающая галька. Как показали раскопки стоянки Ошхона, большая часть очагов была открытой, без каких-либо заграждений или приспособлений для защиты от ветра. На примере стоянок эпохи бронзы из Кайраккумов можно видеть, что „оседание“ даже крупных очагов, вызванное выдуванием, по вертикали может происходить на метр и более (Литвинский и др., 1962).

Детально проведенные многолетние исследования не выявили ни на одном из открытых местонахождений каких-либо остатков жилищ. Поэтому приходится считать, что это были временные сезонные стоянки, где люди жили в лучшем случае несколько месяцев, по-видимому, в летнее время. Единственная открытая стоянка с сохранившимся культурным слоем — Ошхона — подкрепляет такое заключение.

Несмотря на то, что на Памире имеются следы жизни первобытных людей в различные периоды, говорить о непрерывном заселении области в каменном веке нет оснований. Следов палеолита, сопоставимых с мустье, пока слишком мало. Они или в значительной степени уничтожены, или просто еще не найдены. Последнее, по мнению автора, наиболее вероятно. Во всяком случае, не исключено, что в последнем межледниковье на Памире, если не проживали хотя бы летом, то посещали его периодически первобытные охотники. Опираясь на аличурскую группу памятников, можно считать, что в самом конце плейстоцена на Памир пришли освоившие нагорье люди, находившиеся на завершающей стадии верхнего палеолита. Вторая волна людей каменного века также пришла извне, очевидно, из тех же центров, поскольку по материалу они близки, более того — родственны. Новое заселение Памира представляется широким и более или менее одновременным явлением, имевшим место в конце мезолита. Это был как бы один исторический период, который мог охватывать несколько тысячелетий. И лишь на самых последних стадиях каменного века, уже в период перехода к металлу, выделя-

ется новая культура — микролитическая. Зарождение ее могло происходить, как показывает анализ кремневого инвентаря, в недрах предыдущей эпохи (Ранов, Сидоров, 1965).

Позднее Памир был заселен кочевниками, а Бадахшан — исконными земледельцами. В соответствии с этим повсеместно распространенные на Памире сакские захоронения в переходной к Бадахшану полосе постепенно исчезают. Западнее появляются древние крепости с хорошей системой фортификации, что говорит о длительном развитии сторительного искусства, незнакомого кочевникам. Такого рода культурные различия могут иметь глубокие исторические корни. Об этом свидетельствует то обстоятельство, что весьма обычные в Бадахшане петроглифы (Гурский, 1952; Ранов, 1960 и др.) очень редко встречаются на Памире. Обнаруженные же в пределах нагорья рисунки, выполненные минеральными красками, неизвестны в Бадахшане и относятся к более древней, чем петроглифы, эпохе (Ранов, 1961, 1964).

Очень интересна одна примечательная деталь наскальной росписи в гроте Шахты — изображение человека, замаскированного под страуса. Трудно представить себе одновременно на Памире человека и типичного обитателя саванн страуса. Вероятно, древние охотники могли видеть его не обязательно здесь, но где-то поблизости. В этой связи следует помнить, что находки скорлупы яиц страуса имели место в Средней Азии в последледниковых отложениях (Массон, 1935). Эта птица могла обитать и в Кашгарии, куда, возможно, спускались на зимовку мезолитические люди, летом охотившиеся на Памире. Недаром существует мнение о том, что данное изображение является тотемистическим (Ранов, 1961 а).

По-видимому, в первой половине голоцена страус мог еще существовать кое-где в Центральной и Средней Азии в условиях, близких в какой-то мере саваннам.

Еще несколько слов об аличурских стоянках. Наличие озерных отложений, перекрывающих подножие морены в устьевой части долины Шегембета, позволяют заключить следующее. Находки орудий на молодых моренах (Q<sub>III</sub><sub>1</sub>) представляются в свете изложенного выше закономерными. Это место, по-видимому, было весьма удобным для древнейших охотников Памира. Стоянки в устьевой части долины Кулаккесты существовали, вероятно, на берегу обширного озера в среднегорных условиях, среди древесных зарослей, обычных для побережий среднегорных водоемов (ива, тополь, береза и т.д.). То же можно сказать и о всех местонахождениях у подножия правого склона Аличурской долины.

Сопоставление распространения и расположения могил саксов и захоронений мусульманского периода (исключая последние 40–50 лет) дает основание предполагать сравнительно большую (хотя бы сезонную) плотность кочевого населения в 7–2 веках до н.э., так как первых не меньше, чем вторых, относящихся к 15–20 векам. К настоящему времени автором зарегистрировано более тысячи сакских курганов. Наибольшее количество сакских погребений находят-

ся в районах самых богатых современных пастбищ (Кызылрабат, Аличур, Джаушангоз и др.). С другой стороны, обращает на себя внимание расположение многих из них в ныне совершенно необитаемых безводных местах. На этом основании можно заключить, что возможности летних кочевок у саков были шире, чем у киргизов.

В период нормализации положения на Памире, после присоединения его к России, увеличилось население и резко возросло поголовье скота (Кузнецов, 1894; Аристов, 1900; Снесарев, 1903, ч.2). Однако приводимые в литературе наибольшие цифры количества скота памирских киргизов в XIX в. весьма значительно уступают общим размерам современного колхозного стада, о чем можно судить по материалам областного статистического управления ГБАО. Это не может быть следствием улучшения состояния пастбищ, а выступает как результат введения правильных пастбищеоборотов, сенокосения, завоза кормов на зиму, улучшения условий перезимовки домашних животных. Вместе с тем киргизы в XIX в. путем сложных сезонных перекочевок добивались максимального и полного использования весьма ограниченных пастбищных ресурсов Памира, возможного при экстенсивном способе ведения скотоводства (Скерский, 1892; Кузнецов, 1894; Снесарев, 1903, ч.1). В этом смысле оно, по-видимому, несколько отличалось от существовавших во времена саков более благоприятных и широких возможностей выпаса.

Исходя из этого, автор предполагает, что раз было больше людей и скота, значит пастбища должны были быть лучше. Иначе саки не посещали бы Памир столь активно, а могли изменить места кочевок.

Данные о формировании растительного покрова Памира свидетельствуют о существовании в прошлом степной фазы его развития (Сидоров, 1963). Вероятно, приведенные данные о былой популярности памирских пастбищ у кочевников — саков — говорят о том же.

По материалам раскопок и китайским письменным источникам во П в. до н.э. установлено значительное перемещение народов Центральной и Средней Азии (Аристов, 1900; Бернштам, 1956; Литвинский, 1960, и др). Почти все кочевье население уходит с Памира и припамирских областей в Северную Индию. Единичные роды и племена фиксируются по малочисленным захоронениям до рубежа нашей эры, однако, вновь плотного заселения Памира не происходит. Трудно судить об основных, вероятно, политических предпосылках переселения. Однако нельзя опускать из виду и возможность ухудшения природных условий нагорья, что также могло послужить одной из причин утраты его популярности у скотоводов.

Следует, таким образом, голоцен подразделять на две эпохи — кустарниково-степную современную полупустынную.

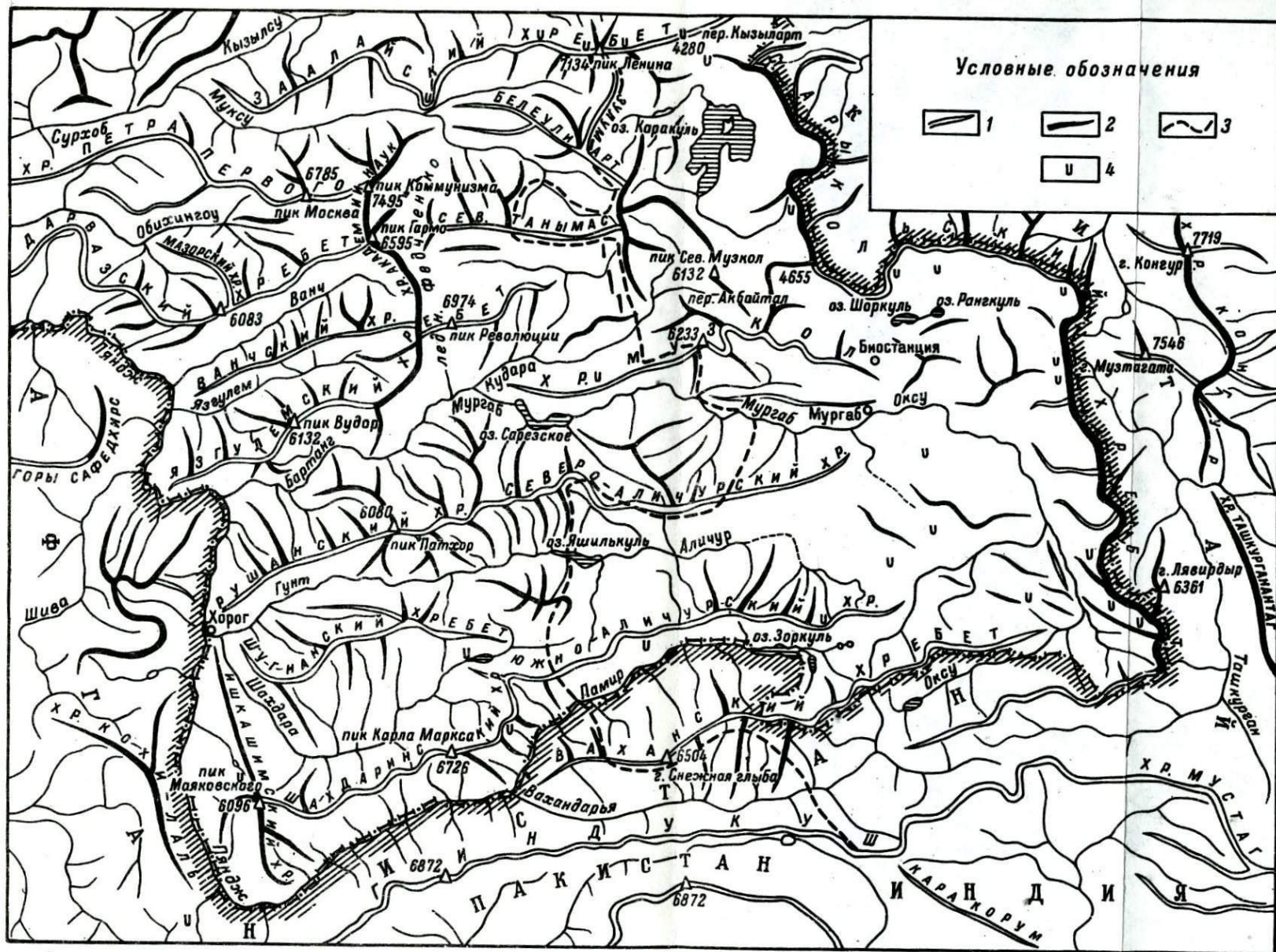


Рис. 1. Орографическая схема Бадахшана и Памира.

1 - субширотные хребты; 2 - субмеридиональные хребты, улавливающие наибольшее количество атмосферных осадков; 3 - природный рубеж между Передней и Центральной Азией и их областями - Бадахшаном и Памиром; 4 - долинные перевалы.

## Глава У. СХЕМА ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПАМИРА

Предыдущее изложение служит обоснованием выработанной автором схемы развития природы Памира в четвертичное время. Это схема основных событий с указанием соответствующих им отложений, форм рельефа, особенностей растительного покрова и археологических памятников. Она помещена во избежание повторений в таблице корреляции палеогеографических схем Памира, Тяньшаня, сопредельных территорий и Каспийской области (см. таблицу), что не должно умалять ее первостепенного значения для данного труда.

## Глава У1. ПРОБЛЕМЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПАМИРА

### 1. О корреляции палеогеографических схем Памира, Тяньшаня, сопредельных им территорий и Каспийской области

Памятуя о первостепенном значении построения схем развития природы Памира и Тяньшаня при создании единой палеогеографической шкалы для Евразии, которые подчеркивал К.К.Марков (1937, 1960), в настоящем разделе предприняты предварительные шаги в этом направлении. Этой цели служит таблица корреляции палеогеографических схем данных областей, сопредельных им регионов Таджикской, Ферганской, Таримской депрессий, Южного Казахстана и Каспийской области. Наиболее обоснованной хронологически признана в настоящее время стратиграфическая шкала Прикаспийской области. Она, быть может, и не в окончательном виде, но достаточно убедительно увязана с общеевропейской (альпийской) схемой и в этом ее особая ценность. Через схемы, созданные для промежуточных территорий, ее можно попытаться сопоставить с памирской палеогеографической шкалой. Это отражено в предлагаемой таблице.

Корреляция стратиграфических подразделений палеогеографической схемы Памира с таковыми Прикаспийской области и Европы может быть осуществлена следующим образом. Каракульский комплекс сопоставим с Бакинским ярусом Прикаспия и ранним плейстоценом ( $Q_{I}$  - мидель альпийской схемы), Восточно Памирский с Хазарским и средним плейстоценом ( $Q_{II}$  - ресс), Аличурский с Хвалынским и поздним плейстоценом ( $Q_{III}$  - вюрм), современный Амударьинский с новокаспийским и голоценовым ( $Q_{IV}$ ).

Древнейшие этапы - вилафранк и гюльц - альпийской и западноевропейской схемы вслед за К.К.Марковым и его последователями (Марков, Величко, 1967, и др.) предпочтительнее отнести, как уже упоминалось выше, к дочетвертичному времени - к неоплиоцену. Поэтому они здесь не рассматриваются.

Более подробно следует сопоставить памирскую палеогеографическую предлагаемую схему со шкалой стратиграфии четвертичных отложений Центрального Таджикистана и Таджикской депрессии. Они

непосредственно примыкают к Памиру, и хронология их разработана достаточно полно и обоснована различными методами. Первое такое сопоставление было предпринято В.А. Васильевым (1962, 1966, табл. 1). Пересмотру ее памирской, бадахшанской части уделено много места в предыдущем изложении. Пересмотр этот, как не раз отмечалось ранее, полностью распространяется на те же разделы рабочей стратиграфической шкалы, принятой ныне для территории Таджикистана (Атлас ..., 1968) и сводится к следующему.

С Вахшским комплексом ( $Q_I$ ), который отвечает оледенению обрамляющих Таджикскую депрессию гор, сопоставляется не верхняя половина „бахмалджилгинских“ напластований и „восточнопамирский“ комплекс создателей рабочей стратиграфической шкалы, а установленные автором свидетельства древнейшего каракульского оледенения Памирского нагорья.

При этом нужно иметь в виду, что хронологическая принадлежность Вахшского и Кулябского комплексов трактуется различно (сравним: Чедия, 1971, табл. 4; Никонов, 1972, табл. 1; Ранов, Несмеянов, 1973, табл. 1, и т.д.). О.К. Чедия (1971) и его последователи Кулябский комплекс относят к раннечетвертичному времени, а Вахшского не выделяет. А.Л. Никонов (1972) помещает Кулябский комплекс в плиоцене ( $N_2$ ), а в раннем плейстоцене выделяет Вахшский ( $Q_I$ ). Так же поступает и С.А. Несмеянов (Ранов, Несмеянов, 1973). Мнение А.А. Никонова и С.А. Несмеянова представляется автору после знакомства со стратотипическими разрезами вполне обоснованным. А рассматривать все перипетии дискуссии о хронологической принадлежности отложений неогена в Таджикской депрессии не входит в задачу настоящего исследования.

Продолжая сопоставление, укажем, что Илякскому комплексу ( $Q_{II}$ ) соответствует не „мургабский“, а восточнопамирский, причем в том объеме отложений и форм рельефа, который обоснован для отвечающих среднечетвертичным в главах I и II, настоящего исследования. Здесь допустимо сопоставление „бахмалджилгинского“ комплекса с „ортаучкульским“ и „кольджилгинским“ межледниковьем А.К. Трофимова (1970, рис. 4), поскольку автор полагает их относящимися к одной первой кокбайской межледниковой эпохе Памира, и с „тупчакским“ полупокровным оледенением данного нагорья, которое правильнее именовать аксуйским.

Душанбинскому комплексу ( $Q_{III}$ ) коррелянты не „бадахшанский“, а основная часть „бартангского“ и „мургабского“ в объеме, который отведен для аличурского комплекса позднеплейстоценовых отложений и форма рельефа в гл. III настоящего издания. В данном случае следует говорить о соответствии им акджерского межледниковья и ляхского последнего оледенения, в новой хронологической трактовке.

К Амударьинскому, или современному комплексу ( $Q_{IV}$ ) относится все то, что формировалось позже последнего оледенения плейстоцена (см. гл. IV наст. изд.), в частности „бадахшанский“

и „аличурский“ комплексы В.А. Васильева (1966, табл. I) и те наиболее молодые седименты и формы рельефа, которые по мнению создателей рабочей стратиграфической шкалы четвертичных отложений Таджикистана (Васильев, 1966; Трофимов, 1970), относятся к „амударьинскому“ комплексу на „Западном“ и „Восточном“ Памире. В голоцене выделяется две малых эпохи – степная и полупустынная.

Сопоставление четвертичных отложений Памира и Таджикской депрессии хоть и затруднено, но имеет и достаточно оснований. Помимо приведенных в соответствующих разделах настоящего труда доказательств среднечетвертичного возраста древних морен плато Тупчак и урочища Ляхш, связующим звеном между среднечетвертичными образованиями нагорья и иляжским комплексом Таджикской депрессии представляется и убедительно обоснованное уточнение Г.Ш. Ачиловым (1970) и А.А. Никоновым (Никонов, Ранов, 1971) возраста даштакинской свиты. Последняя ранее относилась к древнечетвертичному кулябскому комплексу (Чедия, 1957), как и морены плато Тупчак (Чедия, Васильев, 1960), а Г.Ш. Ачилов и А.А. Никонов установили его среднечетвертичный генезис. Возражения С.А. Несмеянова (Ранов, Несмеянов, 1973), оспаривающего возможность глубоких врезов в период формирования иляжского макрокомплекса, вряд ли можно признать существенным. Ведь именно среднечетвертичная эпоха в Дарвазе отличалась крупными поднятиями (Чедия, 1971), которым, естественно, могли соответствовать достаточно глубокие эрозионные врезы. Геоморфологические особенности стоянки Шугноу и возраст ее археологических материалов (верхний палеолит, мезолит) отнюдь не противоречат сопоставлению плато Большое Дашкато с Иляжской, а не Вахшской свитой.

Здесь же уместно заметить, что определения возраста элементов рельефа и разрезов осадочных толщ, соответствующие отдельным эпохам плейстоцена и близкие или укладывающиеся в предложенную автором палеогеографическую схему, хотя и не обосновывались, но упоминались ранее в литературе. Так, В.В. Лоскутов (1964) упрекает Е.Ф. Романько за „излишнее“, по его мнению, „омоложение“ бахмалджилгинских отложений Каракульской котловины, которые последний относил к началу плейстоцена ( $Q_I - Q_{II}$ ). Однако, как показано в настоящем труде, именно началу среднечетвертичного этапа ( $Q_{II}$ ), т.е. первому кокбайскому межледниковью, наиболее полно отвечает геоморфологическое положение и характер этих напластований. Н.П. Костенко (1969) указывает на приоритет Е.Ф. Романько в установлении и описании „бахмалджилгинских“ отложений Памира и полагает более правильным относить свидетельства максимального, предшествовавшего последнему, оледенения нагорья и Тяньшаня к средне- ( $Q_{II}$ ), а не к раннеплейстоценовой эпохе, как это делает В.А. Васильев (1966) и другие создатели рабочей стратиграфической шкалы четвертичных отложений Таджикистана. Об этом она упоминает и в других работах (Костенко, Иванова, 1969, и др.).

Хотя Памир и не связан непосредственно с Ферганской депрессией, сопоставление их палеогеографических схем представляется необходимым, так как в последней хорошо разработанная биостратиграфия и хронология ряда эпох опирается на археологический материал. По представлениям автора, каракульский макрокомплекс ( $Q_I$ ) соответствует Нанайскому (Сохскому) Ферганы; Восточно Памирский ( $Q_{II}$ ) – Ташкентскому, при этом кокбайское межледниковье сопоставляется с Шахристанским комплексом, а аксуйская ледниковая эпоха – с Джаркутанским; Аличурский ( $Q_{III}$ ) – Голодностепскому, акджарское межледниковье – охинскому комплексу и ляхшское ледниковье – Ходжагорскому; Амударьинский или современный комплекс ( $Q_{IV}$ ) отвечает Сырдарьинскому, а их малые эпохи сопоставляются так: степная Памира – с Туткальской Ферганы, а полупустынная – с Ходжа-Ягонинской.

Схем, содержащих данные по корреляции четвертичных отложений Таджикской депрессии, Ферганы, Тяньшаня, Южного Казахстана, Копетдага, Прикаспийской области, опубликовано довольно много (Васильев, 1966; Григоренко, 1970; Турбин и др., 1965; Кучай, 1970; Чедия, 1971; Ранов, Несмеянов, 1973, и мн. др.). Опираясь на изложенное в начале раздела, указанные выше и в таблице источники, автор выработал обсуждаемую схему корреляции четвертичных отложений Памирского нагорья и перечисленных областей. Не вдаваясь в дальнейшее детальное обсуждение, хотелось бы подчеркнуть ряд параллелей в особенностях развития природы горных сооружений Памира и Тяньшаня в четвертичное время.

К их числу относятся: 1) соотношение размеров оледенений: – полупокровный характер предпоследнего и долинный последнего в высокогорьях; 2) их синхронное проявление в среднем ( $Q_{II}$ ) и позднем ( $Q_{III}$ ) плейстоцене, вплоть до совпадения числа стадий (указанные выше источники); 3) активизация поднятия после ледниковых (Турбин, Александрова, 1970), т.е. в межледниковьях.

На современном уровне изученности автор не может вслед за исследователями Тяньшаня (Турбин, Александрова, 1970) констатировать, что на Памире открыта прямая зависимость между распространением и мощностью глетчеров ледниковых эпох и интенсивностью последующих фаз активизации новейшей тектоники в межледниковьях. Однако полностью исключать возможность существования такой зависимости нельзя. Выяснение этого вопроса – также дело будущих исследователей.

В распространении и сохранности свидетельств первого ранне-четвертичного оледенения на Памире и Тяньшане имеются общие черты. Встречаются они редко, сохранились плохо и т.п. Отличает же их то, что палеогеографические особенности Памирского нагорья обусловили сохранение остатков морен и фрагментов древнейших долин в виде долинных перевалов. Последнее позволяет реконструировать, в общих чертах, рисунок третичной гидросети и судить о больших масштабах глетчеров. Если бы не это обстоятельство, то можно было бы расценивать древнейшее оледенение ( $Q_I$ ) в пределах

сравниваемых высокогорий как „очаговое“ (Григоренко, 1970, табл. 1; Кучай, 1970, табл. 4) или „локальноразвитое“ (Талипов, Королев, 1970, схема). Впрочем термины „очаговое“ и „локальное“ могут относиться не к масштабам оледенения, а к сохранности гляциальных отложений и форм рельефа. Б.А. Федоровичем (1960, с.73) зафиксированы свидетельства, говорящие о значительно больших размерах раннечетвертичного оледенения Тяньшаня. Это – моренные отложения на южном склоне массива пика Победы, которые расположены „ниже выхода рек из гор на равнины краевых межгорных впадин, на абс. высоте 1500–1800 м“. По-видимому, синхронные им моренные отложения, лишенные своего рельефа, имеются и на нашей территории на северных подножиях Тянь-Шаня, восточнее Алма-Ата. Поэтому полностью исключать возможность приблизительно одинакового размаха ледниковых явлений в начале плейстоцена в высокогорьях Памира и Тяньшаня нельзя. Составитель прокомментированной кратко таблицы не мог стремиться к ее расширению до масштабов какого-либо предварительного варианта единой палеогеографической схемы Евразии. Это может быть плодом коллективного труда. Однако на некоторых „пунктах“, ведущих к созданию такой схемы стоит остановиться.

К.К. Курдюков (1951) сопоставил четвертичные отложения Северо-Западного Пенджаба и Гималаев с таковыми в Южной Фергане и Алае. Ему удалось показать возможность синхронного накопления сохских конгломератов Ферганы и валунных конгломератов Северо-Западного Пенджаба. По мнению этого исследователя, терраса  $T_2$  р.Соан, по классификации Х. де Терра (Terra and Paterson, 1939) и Х. Мовиуса (Movius, 1944; 1949), образовалась одновременно с главной лессовой террасой Ферганы, относящейся к Ташкентскому комплексу ( $Q_{II}$ ). Детальную разработку вопроса о сопоставлении археологических данных со стратиграфией четвертичных отложений в пределах Средней, Передней, Центральной и Южной Азии предпринял В.А. Ранов (1961, 1962, 1965, и др.). Он относит террасу к позднему плейстоцену ( $Q_{III}$  – Ранов, Несмеянов, 1973, табл. 16). Поскольку Х. де Терра и Х. Мовиус связывают ее образование с эпохой третьего оледенения Гималаев, с В.А. Рановым, может быть, следует согласиться. Вместе с тем в указанных вариантах корреляции настораживает ряд моментов.

Исследователи Северной Индии, датируя те или иные четвертичные образования, исходят из наличия следов четырех древних оледенений Гималаев (Terra and Paterson, 1939, Movius, 1944; Jancalia, 1969, и др.). Существование первого, относимого к виллафранку вместе с древнейшими изделиями палеолита (Ранов, Несмеянов, 1973), по представлению автора, следующего в этом авторитетном образце (Марков, Величко, 1967), может оказаться проблематичным или его лучше отнести к неоплиоцену, а не плейстоцену. Поэтому включение В.А. Рановым виллафранка (Убейдиа) в нижний плейстоцен ( $Q_I$ ) и сопоставление его с

Нанайским (Вахским) комплексом четвертичных отложений Средней Азии (Ранов, Несмеянов, 1973, табл. 16) вряд ли полностью оправдано. Отсюда следует признание несостоятельности мнения о том, что К.В. Курдюков напрасно „повышает“ границу между плейстоценом и плиоценом, проводя ее по верхней части зоны Пинджор (Ранов, 1961). Тогда соответствующие коррективы необходимы при оценке взглядов исследователей Северной Индии, включающих в плейстоцен зоны Пинджор и Татрот сиваликских отложений, содержащих виллафранкскую фауну (Mouius, 1949). Впрочем, все это требует еще глубокого и тщательного изучения с учетом возможности сохранения у южных подножий Гималаев древней доледниковой фауны в начале плейстоцена. Подобные примеры известны. Так, фауна из палеолитических стоянок Средиземноморья отличается от Центрально- и Восточно-Европейских одновозрастных местонахождений каменных орудий наличием более древних и теплолюбивых форм животных (Анохина, 1965). Много аналогичных случаев приведено в сводке Веры Громовой (1965) и ряде других публикаций.

Предлагаемый автором подход к корреляции четвертичных отложений Памира, Средней Азии и Северной Индии приводит к необходимости отнесения к раннему плейстоцену, перекрывающего горизонт Пинджор валунного конгломерата с „пре-соанскими“ грубыми каменными орудиями древнего человека. Генезис валунника и отложений, находящихся южнее – на водоразделах рек Харо, Джелама, Биаса и т.д., указанные исследователи Кашмира связывают со вторым оледенением. Вопрос о существовании „пре-соанской“ культуры, локализуемой с валунными конгломератами водораздельных плато бассейнов названных рек, поставлен сейчас под сомнение (Misra a. Mate, 1965). Однако это не может существенно повлиять на определение возраста указанного конгломерата и частных водоразделов, на которых он залегает. Обработка тяжелых грубых каменных пластин, обнаруженных в нем, по общему признанию специалистов, имеет весьма архаичный – „дошельский характер (Ранов, Несмеянов, 1973).

В свете изложенного закономерным представляется датирование верхних, ближайших к упомянутым водоразделам, террас  $T_1$  Соана, покровная толща которых состоит из переотложенных с водораздельных плато валунных конгломератов, содержащих галечные каменные изделия „древний соан“), средним плейстоценом. Х. Мовнус (1944) считает их возраст дорисским (второе межледниковье до Терра и этого автора). В.А. Ранов (Ранов, Несмеянов, 1973, табл. 16) сопоставляет террасу  $T_1$  Соан с Ташкентским (Илякским) среднечетвертичным комплексом, что, как кажется, не может вызвать возражений, если речь идет об относящемся к среднему плейстоцену ( $Q_{11}$ ) миндель-рисском межледниковье или его аналогах.

Теперь трактовка хронологической принадлежности следующей террасы  $T_2$  Соана (сложенной с поверхности с „потварской лёссовой глиной“, содержащей культуру „позднего соана В“ и базальными галечниками с „поздним соаном А“) как позднплейстоценовой

(„вюрм“ 3) и сопоставление ее с Голодностепским (Душанбинским) комплексом Средней Азии (там же, табл. 16) выглядит не совсем обоснованным и логичным. Это скорее рисс (третье оледенение) Х. де Терра и Х. Мовиуса, с которыми они связывают происхождение террасы  $T_2$ . Ее лучше коррелировать тоже с Ташкентским (Илякским) комплексом ( $Q_{II}$ ), в его ледниковой части.

Такое датирование более правильно, по мнению автора, еще и потому, что нельзя оставлять без внимания (как это сделано в упомянутом источнике, табл. 16) нижние террасы Соана  $T_3$  (с переложением „потваром“, относимые к третьему межледниковью),  $T_4$  (с песком, гравием, розовой глиной, содержащей культуру „развитого соана“ — „Пинди“ — „Гхеп“, связанную в происхождении с четвертичным оледенением) и  $T_5$  — постгляциальную. Голоценовый возраст последней очевиден. Террасы же  $T_3$  и  $T_4$  генетически сопоставимы с позднейплейстоценовым этапом ( $Q_{III}$ ), Голодностепским (Душанбинским) комплексом.

## 2. Темпы поднятий в плейстоцене и голоцене

Как уже упоминалось, доводы в пользу заключения о поднятии южных склонов Заалая на 600–800 м за истекшие 10 тысячелетий подверглись резкой, но плохо обоснованной, критике. К ней присоединился и В.В. Лоскутов (1969), все с тех же позиций якобы установленной для высокогорий Памира прямой пропорциональной величины эрозионного вреза величине поднятия попытавшийся доказать, что в голоцене амплитуда воздыманий „Западного Памира“, или Бадахшана, не превышала 150 м.

Если в расчеты нашего уважаемого оппонента ввести „поправку“ на различия в подходе к продолжительности послеледниковья, на что указывалось выше, и „объединить“ в голоцене два последних равноценных, тектонически спокойных и равномерно аридных этапа ( $Q_{III}$  и  $Q_{IV}$ ) рабочей шкалы подразделение четвертичных отложений Таджикистана, то общее поднятие Бадахшана в голоцене палеогеографической схемы, обоснованной в настоящем исследовании, „возрастет“ (300 м за  $Q_{III}$  + 150 м за  $Q_{IV}$ , по табл. 1 в статье — Лоскутов, 1969) до 450 м. Это только на 150–350 м меньше предполагаемых автором и Е.В. Максимовым величин голоценовых поднятий Северного Памира. Еще одна поправка неизбежно должна быть внесена в расчеты В.В. Лоскутова (1969) и других сторонников несуществующей на Памире и в его горном окружении прямой пропорциональности эрозионных врезов поднятиям (Агаханянц и др., 1964; Трофимов, 1970 и т.д.). Это поправка на „отклонение“ от такого рода пропорциональности, вызванное новейшим воздыманием. О чем говорит, например, характер продольных профилей рек Бадахшана, в частности притоков Пянджа, как бы „удаляющихся“ от профиля равновесия по мере приближения к субмеридиональной полосе наивысших молодых поднятий, отделяющих

данный регион от Памирского нагорья (рис. 1). Таким образом, если внести эту вторую поправку в расчеты В.В. Лоскутова (1969), о конкретной величине которой пока судить можно лишь приближенно и предварительно оценивать ее в первые сотни метров, то не исключено, что имеющиеся разногласия о скорости голоценовых поднятий или сведутся к несущественным величинам, или исчезнут совсем.

В Бадахшане взаимодействие тектоники и эрозии проявилось наиболее наглядно, и поэтому он представляется указанному исследователю наиболее удобным регионом „для различных расчетов по новейшей тектонике” (Лоскутов, 1969, с.35). На собственно Памире со среднего кватера развитие рельефа шло прямо противоположным путем: вместо глубоких эрозионных врезов имела место аккумуляция продуктов разрушения гор в основных речных долинах и крупных озерных котловинах. Однако взяв за эталон Бадахшан („Зап. Памир”), В.В. Лоскутов (1969) распространяет свои выводы об амплитудах поднятий по этапам и на Памирское нагорье, где преобладала боковая, а не глубинная эрозия. Малоубедительной представляется широкая корреляция ярусов рельефа Памира и Бадахшана, выделяемых некоторыми исследователями при помощи „геоморфологического анализа” (Лоскутов, 1969, с.35; Трофимов, 1970, и др.). При этом или не учитывается полностью последовательность новейших поднятий, протекающих отнюдь неравномерно (неравномерно), хотя, возможно, синхронно, в этих соседних регионах. Поэтому остатки разновозрастных поверхностей выравнивания сказались на существенно различных гипсометрических уровнях, и их сопоставление в каждом случае требует всестороннего палеогеографического рассмотрения.

Автор не раз указывал на сравнительно небольшие высоты территории Бадахшана в начале формирования (в  $Q_{\text{I}}$  и ранее) Памирского горного узла и его окружения, а также на почти полное уничтожение в пределах нагорья останцев неогенового пенепплена, уцелевших кое-где на прилегающих территориях. В этом плане интересно справедливое указание О.К. Чедия (1971) о колебаниях высот разновозрастной поверхности на Северном Памире от 4000 м на о. Каракуля до 6000 м и более в Заалайском хребте и Музколе. Ознакомление с приводимыми А.К. Трофимовым (1970, рис. 1) примерами разновозрастных ступеней показывает, что двухкилометровое различие высот описанной О.К. Чедия (1971) разновозрастной поверхности заставило бы создателей стратиграфической шкалы четвертичных отложений Таджикистана отнести к различным и разновозрастным ярусам рельефа нижнюю и верхнюю ее части.

На основании обобщенных в настоящем исследовании палеогеографических данных можно сделать заключение, что указанная деформация этой поверхности происходила следующим образом. В начале плейстоцена (в  $Q_{\text{I}}$  и ранее) Заалайского хребта еще не существовало (Салов, 1969). На его месте был пологий склон Памирского нагорья, с которого глетчеры сползали в Алай (Сидоров,

Сапов, 1970). Затем в первом межледниковье произошло резкое воздымание гребня Заалая, перекрывающего сток с Каракуля в Алай. С этого времени находившаяся в начале плейстоцена несколько ниже нагорья поверхность северного склона „обогнала“ его в ходе общего поднятия. Со среднечетвертичного этапа ( $Q_{II}$ ) и до наших дней Каракульская котловина все больше „отставала“ от энергично воздымавшихся гребней и склонов Музкола и Заалая (Бутомо и др., 1962; Сидоров, 1963; Ранов, Сидоров, 1965).

Такие палеогеографические представления вполне соответствуют установленной Н.П. Костенко (1971) общей закономерности развития рельефа горных стран, заключающейся в последовательном их разрастании вокруг древних третичных „ядер“, к которым, в частности, относится и Памирское нагорье.

Необходимо подчеркнуть, что В.В. Лоскутов (1969) предпринял первую попытку определения скоростей поэтапного поднятия Памира и в этом его немалая заслуга. В настоящее время есть возможность уточнить продолжительность этапов развития природы по новым данным и использовать сведения о приблизительных высотах нагорья, полученные автором путем палеогеографического анализа. Автор не располагает для Памира данными по абсолютной хронологии четвертичных отложений, за исключением двух опубликованных радиоуглеродных дат, относящихся к началу современного этапа ( $Q_{IV}$ ), и поэтому, вслед за В.В. Лоскутовым, вынужден обращаться к соответствующим материалам по весьма отдаленным территориям. Понятно, что при этом подразумевается синхронность основных событий плейстоцена, т.е. ледниковых и межледниковых эпох, по крайней мере на континенте Евразии, иначе потеряет смысл употребление широко принятых подразделений и индексации этапов четвертичного периода. Очевидно также, что синхронность эта понимается не настолько буквально, чтобы полностью исключать некоторое „скольжение“ во времени граничных рубежей отдельных явлений в различных регионах. Оно, однако, не может быть расценено настолько ортодоксально, чтобы назвать его метакронностью, ибо сторонники последней вполне успешно коррелируют основные события плейстоцена в планетарном масштабе и предлагают хорошо аргументированные геохронологические схемы (Марков, Величко, 1967, рис. 125). Индексами классической схемы пользуется большинство исследователей четвертичной геологии, палинологии, палеогеографии и археологии Таджикистана. Правда, нередко, как было показано выше, они вкладывают в них различное содержание. Для приближенных подсчетов скоростей поэтапного поднятия Памира этими расхождениями пока можно пренебречь, а схема корреляции его четвертичных образований и таковы в окружающих регионах приводится в таблице.

В данный момент важнее учесть другое. Как известно, вопрос об общей продолжительности плейстоцена относится к числу дискуссионных. Некоторые сторонники „короткого“ ледникового периода, исходя из равномерной последовательности 40700-летних ритмов,

в которые как будто бы должны укладываться ледниковые и межледниковые эпохи, и количества этих эпох, определяют его общую продолжительность в 200 тыс. лет (Максимов, 1970, 1972). Самая подробная сводка обширных материалов по всей планете – трехатомная серия монографий К.К. Маркова и соавторов „Четвертичный период“ – завершается выводом об общей его длительности в 500 тыс. лет (Марков, Величко, 1967). Новые данные абсолютной геохронологии и палеомагнитных измерений дают величины, приближающиеся к 1 млн лет (Гожик и др., 1970 – около 1 млн; Зубаков, Кочегура, 1971 – около 0,6 для бакинских слоев Апшерона; Никонов, 1972 – 0,7; Поспелова, Гнибиденко, 1971 – около 1 млн лет).

При определении продолжительности четвертичного периода намечается отчетливо выраженная тенденция более половины этого отрезка времени „отводить“ на ранний плейстоцен ( $Q_I$  – более 0,5 млн лет, по Лоскутову, 1969; 600 тыс. лет – по Чigareву, 1971; а также упомянутые выше источники), на средний – почти вдвое меньше ( $Q_{II}$  – 0,4 млн, и 300 тыс. лет в тех же источниках; а у Гожик и др., 1970, табл. 7 – и того меньше, около 200 тыс. лет), на поздний плейстоцен – в среднем еще вдвое меньше (соответственно,  $Q_{III}$  – 0,05 млн 100 тыс. и около 170 тыс. лет) и на голоцен – 10–15 тыс. лет.

Обобщая данные В.А. Зубакова (1962), Н.Ф. Балуховского (1966) и других исследователей о продолжительности разномасштабных геологических циклов, С.А. Несмеянов (1971) пришел к интересному заключению о периодическом изменении кратности разномасштабных циклов в пропорции 2:4:2:4, которое определяет существование пар сближенных при кратности 2) и весьма различных по длительности (при кратности 4) ритмов развития природы (Ранов, Несмеянов, 1973). Автор полагает, что такая зависимость ближе к истине, чем деление „короткого“ плейстоцена на равные отрезки времени. Это, во всяком случае, больше соответствует общей закономерности нарастания темпов развития географической среды, хорошо прослеживающейся по геохронологической шкале при сравнении длительности палеозойской, мезозойской, кайнозойской эры, и давно установленной исследователями природы.

Обобщение огромного материала по позднечетвертичному этапу развития Североевропейского покровного оледенения привело Л.Р. Серебрянного (1973) к выводу непродолжительности существования ледниковых покровов относительно длительности переходных периодов от межледниковий к оледенению. К числу важнейших для настоящего исследования заключений относится доказанное этим исследователем существование двух стадий последнего оледенения и синхронность проявления горных оледенений Альпийской области и покровных на севере Европы. Это позволяет с большей уверенностью сопоставлять основные события четвертичного времени на Памире и в других областях континента.

Поскольку для голоценовых террас Памира имеются две радиоуглеродные даты ( $9530 \pm 130$  лет — Бутомо и др., 1962;  $1200 \pm 200$  лет — Каплин и др., 1971), то с С.А. Несмеяновым (1971) полностью согласиться нельзя в отношении продолжительности голоцена, которую он определил в 7,5 тыс. лет (деля последние на пару сближенных ритмов 5 и 2,5 кратных 2). Продолжительность эпох плейстоцена, принятая данным исследователем ( $Q_{IIIa}$  — 20,6 — вюрм — 40;  $Q_{II}$  — рисс — 160;  $Q_I$  — миандель — 320 тыс. лет), также не вполне соответствует новым материалам. Поэтому автор предпочел в этом отношении последние сведения, обобщенные Л.Р. Серебрянным (1973). Его труды основаны на учете определений абсолютного возраста четвертичных отложений, процессов оледенения, изменений уровня Мирового океана, изостатических движений земной коры и сопоставлении хронологии отдельных явлений с кривой Миланковича и палеомагнитными измерениями.

В итоге, принимая общую продолжительность квартера в 800 тыс. лет, на первый этап ( $Q_I$ ) относим примерно 430, на второй ( $Q_{II}$ ) — 240, на третий ( $Q_{III}$ ) — 120 тыс. лет. Следовательно, в начальную эпоху ( $Q_I$ ) поднятия, которые можно оценить только весьма приблизительно первыми сотнями метров, скажем 300–500 м за 430 тыс. лет на средних отметках 2000–2500 м, могли иметь средние скорости порядка 1 мм в год; в следующем этапе ( $Q_{II}$ ) скорость поднятий, вероятно, возросла (2800–3300 минус 2000–2500  $\approx$  500–1000 м за 240 тыс. лет) до 2–4 мм/год; в позднеплейстоценовом этапе (3800–4240 минус 2800–3300  $\approx$  1000 м за 10–120 тыс. лет) скорость воздыманий, возможно, достигала 1 см в год, а к голоцену темпы поднятий нарастали до 6–8 см в год.

О реальной возможности таких скоростей современных поднятий свидетельствуют геофизические наблюдения за горизонтальными перемещениями и особенностями взаимодействия отдельных плит земной коры в центральной части Евразии. В этом плане особенно интересно сообщение о зафиксированном при помощи лазерной техники, устанавливаемой на спутниках, надвигании гребня Петра I на север со скоростью 2 см в год (Лукк, Гангус; 1974). Если гигантская „волна“ этого горного сооружения имеет такую горизонтальную скорость, то каковы же величины ее вертикальных смещений?

Не будем гадать о ее истинных величинах, так как решение этого вопроса „не за горами“.

Непредубежденному читателю ясно, что на современном этапе изученности проблемы речь может идти о приблизительных величинах скоростей воздыманий по этапам. Автор стремился, по мере возможности к их объективной предварительной оценке. Окончательное решение поднятых вопросов — дело будущих исследователей. Так, если будет точно установлено продолжительность четвертичного периода в 500–600 тыс. лет, то исчисление скоростей для первых этапов ( $Q_I$  и  $Q_{II}$ ) может дать несколько большие цифры, а для последних ( $Q_{III}$  и  $Q_{Iy}$ ), применительно к которым новые

определения абсолютного возраста вряд ли приведут к существенным исправлениям их длительности, величины, определяющие темпы поднятия Памира, скорее всего, принципиально не изменятся.

Как видно из сравнения величин длительности и скорости поднятий для отдельных этапов, проделанная работа позволяет подтвердить тезис о нарастании темпов воздыманий Памира в четвертичное время, к которому пришел в свое время В.В. Лоскутов (1969), и несколько уточнить их. Они могли быть значительно большими, чем полагал этот исследователь. Очевидно также, что характер поднятий обусловил нарастание темпов развития всех компонентов природных комплексов к концу квартала и поэтому становление современных природных условий следует относить к недавнему времени, а именно — к концу голоцена. Другими словами, чрезвычайно суровая высокогорная природа Памира — очень молодое явление.

Р.Л. Серебряным (1973) на основании анализа обширного фактического материала выдвинут тезис о временной сопряженности крупных этапов развития оледенения в равнинных и горных областях Европы. Это позволяет с большей уверенностью сопоставить основные события четвертичного времени на Памире и в Европе. Эту уверенность укрепляет и то, что в настоящем разделе показана возможность корреляции плейстоценовых отложений Памирского нагорья и Прикаспийской области, новейшие отложения которой, в свою очередь обоснованно коррелируют с подобными отложениями на Севере континента (Зубаков, 1971).

В заключение раздела подчеркнем следующее. Памирское нагорье, расположенное в секторе весьма энергичных новейших воздыманий, как бы „оторвалось“ в ходе поднятий от Таджикской и Таримской депрессий и было „огорожено“ молодыми хребтами (Заалай, Кохилаль, Зулумарт и т.п.). Палеогеографический анализ явлений, имевших место на последних этапах развития природы Памира и окружающих областей, позволяет, по мнению автора, уточнить и расширить возможности сопоставления основных событий четвертичного времени в пределах всего континента.

### 3. О возможности прогнозирования смен природных условий в горах Высокой Азии

Проделанный анализ истории развития природы Памира приводит к заключению о молодости ландшафтов нагорья. Они, собственно, находятся в стадии формирования и непрерывного обновления и им присущи изменения, происходящие буквально на глазах. Особое внимание обратил на это В.К. Станюкович (1965). Он привел целый ряд случаев сокращения ареалов и исчезновения растений. Часть из них можно, конечно, связать с деятельностью человека, но таких фактов много, и одно это обстоятельство не может помочь объяснению всей совокупности имеющихся данных. Особенно показателен пример исчезновения селитрянки на острове оз. Каракуль,

который посещается людьми очень редко.

Причина исчезновения отдельных видов и угасания популяций многих других растений на Памире кроется, несомненно, в похолодании и иссушении, особенно в уменьшении и исчезновении зимнего снежного покрова. Эти смены вызваны быстрым поднятием нагорья в обрамлении „обгоняющих“ его в ходе общего воздымания хребтов, перехватывающих все большую часть поступавших сюда ранее атмосферных осадков. Эти основные тенденции развития природы Памира отчетливо выражены со среднечетвертичного времени.

Памир, по-видимому, не представляет исключения среди горных систем Высокой Азии по темпам голоценовой тектонической активности. В научной литературе появляется все больше сведений о современных поднятиях с большой скоростью Куньлуня (14 см в год — Синицын, 1959), Гималаев (до 17 см в год — личное сообщение Е.В. Максимова), высочайших горных узлов Гиссаро-Алая (Матчинский, — 5 см в год), Тяньшаня (Хантенгри — 7–8 см в год — Максимов, 1972), Патагонских Анд (7 см в год — Максимов, 1974) и т.д. Следовательно, излучение современных вертикальных движений Памирского нагорья и его горного обрамления имеет значение, далеко выходящее за рамки этого региона.

Если поднятия рассматриваемой высокогорной области будут продолжаться с такой же скоростью, которая была им присуща в голоцене (6–8 см в год), то прогноз смен природных условий на ближайшие десятилетия будет малообнадёживающим. Прогрессирующее похолодание и иссушение пагубно отразятся на состоянии растительного покрова. И без того бедные пастбищные угодья станут менее продуктивными, усугубятся трудности перезимовки скота и т.д.

Е.В. Максимов (1969) полагает, что стремительный тектонический подъем Заалая и Северного Памира в последние 100–300 лет либо уменьшился, либо прекратился совсем. Прогноз, основанный на таком заключении, мог бы выглядеть более оптимистично.

Автор склонен прислушаться к мнению К.В. Станковича о продолжающихся в наши дни неблагоприятных изменениях в растительном покрове нагорья. Побуждает к этому достаточно высокая сейсмическая активность последнего. Сильные землетрясения происходят, правда, не часто, но случаются. Одно из них имело место 16 октября 1963 года, и эпицентр его находился в Каракульской котловине (Леонов и др., 1964). Слабые землетрясения — весьма обычное для Памира явление. Очевидно, они имеют прямое отношение к общему поднятию нагорья и относительному опусканию отдельных блоков земной коры рассматриваемой области. Как уже отмечалось, последнее обусловлено положением Памирского региона в секторе весьма активного взаимодействия крупных литосферных плит (Лукк, Нерсесов, 1970, и мн.др.).

Нет необходимости доказывать, сколь важно, как в научном, так и практическом отношении, решение проблемы инструментальной фиксации продолжающихся современных поднятий большой амплитуды и скорости. Оно очень многое могло бы дать для расшифровки

ряда процессов, происходящих в земной коре и мантии, помогло бы прогнозировать состояние климата, горного оледенения, пастбищ, обеспеченность водой поливных земель и т.д.

На необходимость и возможность постановки достаточно точных многолетних инструментальных наблюдений автор уже указывал (Сидоров, 1970). Установить наблюдения наиболее перспективным представляется за гребнем Заалайского хребта и прежде всего — за вершиной пика Ленина. Нисколько не умаляя ценности точной фиксации современных вертикальных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах, расположенных в долинах рек, особенно в зонах крупных разломов (Конопельцев, 1971; Финько, Эрман, 1971 и др.), хочется подчеркнуть, что нельзя упускать из поля зрения и гребни хребтов. Они могут оказаться тектонически активнее подножий и перемещаться вверх с большими амплитудами, почему и должны заслуживать особого внимания специалистов в области геофизики и новейшей тектоники.

Точность современных оптических приборов позволяет надеяться, что удастся зафиксировать поднятия порядка нескольких сантиметров в год с расстояния в несколько десятков километров. Понятно, нельзя представлять тектонические процессы столь упрощенно, чтобы предсказывать фиксацию поднятий в первый же год такой работы. Хотя и это не исключено, необходимы, конечно, многолетние наблюдения.

Наблюдения, по представлениям автора, должны производиться со склонов Алайского хребта, в районе Сырык-Могола, через Алайскую долину на пик Ленина из нескольких точек. Алайский хребет по ряду признаков гораздо менее активен, чем Заалайский, в тектоническом отношении, а Алайская долина довольно мобильна (Леонов, 1961; Сапов, 1975, и др.).

На начальном этапе подобных исследований принципиально важно установить наличие или отсутствие поднятий Заалайского хребта относительно Алайского в течение ближайших нескольких лет. Только потом проявится необходимость определения абсолютных величин «роста» пика Ленина.

Технически разработать и осуществить такого рода наблюдения не так уж сложно и при довольно скромных средствах. Самое главное заключается в том, что любой результат рекомендуемых к постановке работ открывает возможности для решения ряда важных научных и практических вопросов. Одним из них, несомненно, является прогнозирование смен природных условий, как на Памире, так и за его пределами.

В конце изложения остается только подчеркнуть первостепенное значение дальнейшего всестороннего изучения Памира как палеодинамической системы для выявления направленности природных процессов в горах Высокой Азии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая работа представляет собой первое комплексное монографическое исследование палеогеографии Памира в четвертичное время. Написана она на основе многолетнего изучения автором геоморфологических и ботанических особенностей, животного мира, археологических памятников Памирского нагорья и прилегающих районов в палеогеографическом аспекте. Большое значение для написания работы имело дешифрование соответствующих аэрофотоснимков.

Комплексный подход к изучению прошлого природы Памира позволил доказать необходимость полной перестройки рабочей стратиграфической шкалы, принятой ныне для четвертичной системы Таджикистана (в памирской ее части), и предложить новую палеогеографическую схему.

Новое в ней заключается в установлении до этого неизвестного раннеплейстоценового каракульского оледенения и отвечающего ему этапа развития природы нагорья, доказательство среднечетвертичного возраста полупокровного предшествовавшего последнему аксуйского оледенения и позднеплейстоценового — для последней ледниковой эпохи. В новом качестве предстают, после переоценки возраста и экологии оставивших ископаемые остатки растений и реликтов, два межледниковья: первое — кокбайское и второе — акджарское. В принятой ныне стратиграфической шкале указанные две последние ледниковые эпохи относятся к раннему и среднему плейстоцену, первое межледниковье расценивается как плиоцен—раннечетвертичное, второе принимается среднечетвертичным. В старом варианте стратиграфической шкалы послеледниковье „растянуто“ на весь поздний плейстоцен и голоцен. В предложенной автором схеме оно отвечает только голоцену в объеме последних 10–12 тысячелетий, что установлено на основании радиоуглеродного датирования гляциально-аллювиальных отложений, вмещающих культурные слои стоянки первобытных людей.

Новые представления о хронологии, объеме, содержании, числе и наименовании эпох и этапов заставили выделить четыре этапа развития природы Памира в четвертичное время, вместо трех намечавшихся ранее.

Раннечетвертичному каракульскому этапу развития природы Памира отвечает мощное оледенение, уничтожившее в его пределах

элементы неогеновой поверхности выравнивания. Общий план гидро-сети сильно отличался от современного. На Северном Памире, на-пример, вместо современных субширотно ориентированных долин су-ществовали субмеридиональные дрены, по которым сток был направ-лен в Алайскую долину. Глетчеры каракульской ледниковой эпохи сползали с нагорья по древним долинам далеко за его пределы, и поэтому по его периферии сохранились отдельно останцы пенеоплена. Фрагменты дочетвертичных поверхностей выравнивания имеются, в част-ности, в соседнем Бадахшане, который был ниже Памира и по его до-линам транспортировались продукты разрушения горных массивов на запад, в Афгано-Таджикскую депрессию, через пространство, ныне заня-тое Кохилалем. В эпоху первого каракульского оледенения нагорья ( $Q_I$ ) его средний гипсометрический уровень соответство-вал отметкам около 2000–2500 м, а атмосферное увлажнение бы-ло не меньшим 2000–2500 мм/год. У подножия Памира могли про-израстать субтропические влажные леса.

Природные процессы среднечетвертичного Восточно Памирского этапа развития природы Памира сыграли главную роль в формирова-нии основных элементов его рельефа – обширных долин и котловин, сглаженных склонов хребтов и водоразделов. Этап начался с длитель-ной кокбайской межледниковой эпохи, отличавшейся большой текто-нической активностью, которая привела к коренной перестройке древ-него рельефа и гидросети. Глетчеры второго аксуйского полупокров-ного плейстоценового оледенения переработали в трогии молодые до-лины, двигаясь по ним из новых областей питания. Так, Заалайский хребет, ставших единым водоразделом только в первом кокбайском межледниковье, был одним из крупнейших центров оледенения сред-неплейстоценовой эпохи.

Среднегорный ярус субтропических лесов (гемигилей) распола-гался в эпоху кокбайского межледниковья на абс. высотах 2500–3000 м, а гребни хребтов несколько превосходили этот уровень. Атмосферное увлажнение было не меньше 1000 мм/год. В предла-гаемом варианте реконструкции природы этой эпохи, довольно дале-ком от ранее намечавшихся приполярных или таежно-лесных усло-вий, нет ничего невозможного. Достаточно напомнить не вызываю-щий сомнений факт обитания в Средней Европе в среднем плейстоце-не таких теплолюбивых млекопитающих, как гиппопотам и макак (Марков, Величко, 1967).

Положение снеговой границы в эпоху аксуйского полупокровно-го оледенения отвечало отметкам 2800–3300 м, а осадков тогда выпадало более 1000 мм/год.

Позднечетвертичный (Аличурский) этап развития природы Пами-ра оставил свежие следы некоторой перестройки рельефа и гидро-сети, а также моренные комплексы. Во вторую акджарскую межлед-никовую эпоху продолжались поднятия, отличавшиеся наибольшей активностью по окраинам нагорья. В частности, стал значительно выше субмеридиональный пояс молодых поднятий, протянувшийся от Зулумарта на юг к пикам Кызылданги и Снежная Глыба. Глетчеры

последней ляхшской ледниковой эпохи унаследовали среднеплейстоценовые трюги. Оледенение имело две стадии ( $Q_{III_{1-2}}$ ), и первая была больше второй. В целом, последнее оледенение значительно уступало предыдущему полупокровному аксуйскому по масштабам.

В акджарском межледниковье и в ледниковую эпоху на Памире и в его горном обрамлении произрастали в укрытых местообитаниях хвойные леса и тугай в поймах рек, а наиболее широкое распространение получили ксерофилизированные растительные формации типа степей с арчевниками и розариями. На самых засушливых участках были представлены сухие степи и полупустыни. Современные субальпийские местообитания не были еще приподняты до уровня высокогорий и располагались не менее чем на тысячу метров ниже. Снеговая линия в эпоху последнего плейстоценового оледенения спускалась до абс. отметок 3800–4240 м.

В голоцене позднеплейстоценовые глетчеры сократились благодаря прогрессировавшему иссушению до современных размеров, несмотря на продолжавшееся поднятие и обусловленное им похолодание. Нарастание аридности внутренних частей Памирского нагорья усугубилось непрерывным ростом „обогнавшего“ его в ходе поднятий горного обрамления, перехватившего почти все поступающие сюда атмосферные осадки.

Однако в раннем голоцене днища основных долин не были еще подняты до уровня высокогорий, а находились на 600–800 м ниже современных отметок. В поймах рек росли тогда тугай, по склонам арчевники, широкое распространение имели степи и луга. Полупустынная растительность, напротив, не играла существенной роли в растительном покрове. Она постепенно усиливала свои позиции по мере нарастания аридности и только около двух тысяч лет назад вытеснила из субальпийской ступени степи и луга. Большое значение при этом имело уменьшение мощности зимнего снежного покрова и его исчезновение на Северном Памире. Изреживание растительного покрова и высокая активность горно-долинной циркуляции способствовали развеванию мелкозема некогда степных почв на обширных пространствах днищ главных долин и озерных котловин. Ныне дефляция привела к почти полному сносу мелкозема и образованию щебнисто-галечникового панциря на поверхности основной части нагорья, а эоловая аккумуляция – к формированию барханов. Вызванное поднятием похолодание привело к исчезновению древесно-кустарниковой растительности даже в наиболее благоприятных пойменных местообитаниях.

Исходя из изложенного выше, в последледниковом или современном этапе развития природы Памира ( $Q_{1y}$ ), который охватывает последние 12–10 тысяч лет, отчетливо выделяется две малых эпохи. Первая приходится на ранний и средний голоцен (от наших дней ее отделяют 12–3 тыс. лет) и характеризуется преобладанием степных условий. Вторая отличается крайней аридностью, прогрессировавшей на протяжении всего позднечетвертичного времени и

приведшей к формированию высокогорных полупустынь и пустынь. Этой эпохе соответствует отрезок времени от 2-1 века до н.э. до современности.

К особенностям новейшей тектоники Памира, выделяющимся на общем фоне его плейстоценового воздымания, относятся два пароксизма тектонической активности — в кокбайском и акджарском межледниковьях, о чем позволяют судить разновозрастные долинные перевалы и ряд других признаков. Первый ознаменовался коренной перестройкой рельефа и гидросети нагорья, второй привел лишь к их частным изменениям и наиболее ярко выразился в стремительном поднятии горного обрамления Памира.

С мезозоя до позднечетвертичного времени на Памире и прилегающих к нему территориях преобладала лесная растительность, и он представлял собой лесной „мост“ между лесными горными областями юга континента и Средней Азии. Обмен мезофильными флористическими и фаунистическими элементами Кунылуна, Гиндукуша, Гималаев и Тяньшаня, Гиссара, Алая окончательно прекратился только в начале послеледниковья. В голоцене Памирское нагорье стало своеобразным „изолятором“ на пути миграций мезофилов. Начиная с последнего межледниковья и до наших дней развитие природы шло здесь по пути прогрессировавшего иссушения и похолодания. Памир стал частью Сахаро-Гобийского аридного пояса, окончательное „опустынивание“ которого, судя по археологическим и палеогеографическим данным, произошло только в последние 7-10 тысячелетий.

В свете изложенного приходится поставить под сомнение тезисы об автохтонности и третичном происхождении флоры Памира, сформулированные в начале изучения его прошлого (Сидоров, 1960; Иконников, 1963).

Такова общая картина развития природы Памира в четвертичное время, а основные тенденции, на фоне которых шло формирование его природных комплексов, — поднятие, похолодание и прогрессировавшее иссушение. Последние две обусловлены в значительной степени первой и общепланетарными ритмами.

Хронология ледниковых и межледниковых эпох устанавливалась по геоморфологическим признакам и по возможности подкреплялась другими свидетельствами на основе комплексного палеогеографического подхода к явлениям природы. При этом автор полагал необходимым проследить и выяснять взаимоотношения соответствующих отложений и форм рельефа как от долин основных рек до современных ледников, т.е. снизу вверх, так и, наоборот, сверху вниз, не выпуская из поля зрения и водоразделы. Только после подобной увязки всех продуктов деятельности воды и льда внутри высокогорного региона в четвертичное время, с учетом воздействия на них новейшей тектоники, можно предпринимать попытки сопоставления их с аналогичными геоморфологическими элементами сопредельных территорий.

Произведенная в работе корреляция палеогеографических схем Памира, Таджикистана и Ферганской депрессий, Тяньшаня и Гималаев позволила обнаружить аналогии и синхронность в ходе развития основных событий плейстоцена и голоцена в горах Высокой Азии: по крайней мере, трехкратное оледенение, по две стадии у двух последних ледниковых эпох, совпадение в соотношении их масштабов (последняя эпоха повсеместно значительно уступала предыдущей, за небольшими исключениями, вызванными стремительными новейшими поднятиями отдельных горных узлов), два пароксизма тектонической активности в межледниковьях и др. Все это убеждает в перспективности избранного автором комплексного подхода к выработке палеогеографической схемы Памира.

Ряд положений, рассмотренных и обоснованных в монографии, впервые был видвинут автором достаточно давно. К их числу относятся установление молодости рельефа ( $Q_{II}$ ) нагорья, а также высоких скоростей (6–8 см в год) современных поднятий Памира и его горного обрамления и стремительных смен природной обстановки. Бытовавшее ранее представления о неогеновом возрасте рельефа и медленных поднятиях Памира (не более 1 см в год за голоцен) оказались совсем несправедливыми.

Возможности долгосрочного прогнозирования смен природных условий Памира, рассмотренные в заключительном разделе монографии, могли бы иметь при их реализации первостепенное значение для планирования ряда мероприятий во всем бассейне Амударьи и за его пределами.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аверин А.А. Работы Муксуиской подгруппы Таджикской комплексной экспедиции 1932 года - В кн.: Труды Таджикско-Памирской экспедиции, 1932 г., Л., 1933.
- Агаханянц О.Е., Пахомов М.М., Трофимов А.К. К палеогеографии Памира в голоцене. - Изв. ВГО, 1964, №6.
- Агроклиматический справочник по Таджикской ССР. Л., 1959.
- Айзекс Б., Оливер, Сайкс Л. Сейсмология и новая глобальная тектоника. - В кн.: Новая глобальная тектоника. М., 1974.
- Анохина З.В. О фауне палеолитических стоянок Средиземноморской зоны. - В кн.: Природная обстановка и фауны прошлого. Вып. 2. Киев, 1965.
- Аристов Н.А. Этнические отношения на Памире и в прилегающих странах по древним, преимущественно китайским, историческим известиям. - Русский антропологический журнал, 1900, №3.
- Атлас Таджикской ССР. Душанбе, М., 1968.
- Ачилов Г.Ш. О возрасте даштакинской свиты. - ДАН ТаджССР, 1970, т. 13, №6.
- Балуховский Н.Ф. Геологические циклы. Киев, 1966.
- Баранов И.Г. Геологическое строение юго-восточной части Рангкульского района. - В кн.: Труды Таджикско-Памирской экспедиции, 1933 г., Л., 1934.
- Баранов П.А. Памир и его земледельческое освоение. М., 1940.
- Бархатов Б.П. Рельеф и современное оледенение Язгулем-Русшанского района (Западный Памир). - Изв. ВГО, 1950, № 3.
- Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л., 1963.
- Бархатов Б.П. Очерк тектоники альпийского складчатого пояса юга СССР, Л., 1971.
- Бархатов Б.П., Бархатова Н.Н. Развитие взглядов на тектонику Памира. М.-Л., 1962.
- Белюсов Т.П. Применение палеогеографических реконструкций для изучения плейстоценовых тектонических движений Памира в связи с его сейсмичностью. Автореф. канд. дис. М., 1973.
- Бернштам А.Н. Саки Памира. - В кн.: Вестник древней истории. Вып. 1, М., 1956.
- Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. М., 1956.
- Борисова А.Г. О видах рода *Bergenia* Moench, в Средней Азии. - Бот. мат-лы гербария БИН АН СССР, 1954, вып. 1.
- Бутомо С.В., Ранов В.А., Сидоров Л.Ф., Шилкина И.А. Палеогеографические результаты изучения высокогорной стоянки каменного века на Памире. - ДАН СССР, 1962, т. 146, № 6.

Быков Б.А. Еловые леса Тянь-Шаня, их история, особенности и типология, Алма-Ата, 1950.

Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, 1963, № 28, прилож. 3.

Вальтер Ю.В., Москвин А.В. Северо-восточные склоны хребта Петра Великого. - В кн.: Труды Таджикско-Памирской экспедиции, 1932 г. Л., 1933.

Васильев В.А. Кайнозой Памира (континентальные отложения). Душанбе, 1966.

Винник Л.П., Годзиковская А.А. Вариации в верхней мантии под Азией. - Изв. АН СССР, сер. физ. Земли, 1975, № 1.

Винник Л.П., Лукк А.А. Латеральные неоднородности верхней мантии под Памиро-Гиндукушем. - Изв. АН СССР, сер. физ. Земли, 1974, № 1..

Гвоздецкий Н.А. Древнее оледенение Заалайского хребта. - Природа, 1957, № 6.

Гвоздецкий Н.А. Советские географические исследования и открытия. М., 1967.

Геология СССР. Т. 24. Таджикская ССР. М., 1959.

Герасимов И.П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., 1959.

Герасимов И.П., Марков К.К. Четвертичная геология (Палеогеография четвертичного периода). М., 1939.

Герасимов И.П., Ма Юн-джи. Генетические типы почв на территории Китайской Народной Республики и их географическое распространение. М., 1958.

Глазовская М.А. О биологическом поглощении минеральных элементов и возможностях использования растений для мелиорации почв. - Вопросы географии, 1953, вып. 33.

Глазовская М.А. Почвы Китая - В кн.: Физическая география Китая. М., 1964.

Гожик П.Ф., Шевченко А.И., Тращук Н.И. и др. Схема периодизации плейстоцена Украины. - В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. Л., 1970.

Голоскоков В.П. Флора и растительность высокогорных поясов Заилийского Алатау. Алма-Ата, 1949.

Гончаров Н.Ф., Овчинников П.Н. Основные черты послетретичной истории растительности Западного Памира-Алая. - Сов. ботаника, 1935, № 6.

Гребенщиков О.С. О растительности высокогорий Югославской (Вардарской) Македонии. - Вопросы ботаники. 1960, вып. 5.

Григина О.М. К методике количественного палеоклиматического анализа по спорово-пыльцевым данным. - В кн.: Географические исследования в Киргизии. Фрунзе, 1970.

Григоренко П.Г. Основные черты геологического развития Киргизского Тянь-Шаня в четвертичном периоде - В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, 1970.

Григорьев Ю.С. Материалы к истории трагакантовой флоры Памиро-Алая. - Тр. Тадж. фил. АН СССР, 1951; вып. 18.

Громова Вера Краткий обзор четвертичных млекопитающих Европы (опыт сопоставления). М., 1965.

Грубов В.М., Федоров А.А. Флора и растительность. - В кн.: Физическая география Китая. М., 1964.

- Гурский А.В. Наскальные рисунки в Горно-Бадахшанской автономной области. — ДАН ТаджССР, 1952, вып. 3.
- Дайсон Д.Л. В мире льда. Л., 1966.
- Деникаев Ш.Ш. О древнем завале в районе Сарезского озера. — ДАН ТаджССР, 1970, т.13, № 3.
- Дингельштедт Н.Н. Геологический очерк Северо-Каракульского района на Восточном Памире. — В кн.: Труды Таджикско-Памирской экспедиции, 1933 г. Л., 1936.
- Дронов В.И., Левен Э.Я. К вопросу о геологии Юго-Восточного Памира. — Сов. геологич. 1961, № 11.
- Дуткевич Г.А., Калмыкова М.А. Восточная часть хребта Базардара. — В кн.: Труды Таджикско-Памирской экспедиции, 1934, Л., 1936.
- Егорова Т.В. К систематике осок секции *Boerneria V. Kresc.* Бот. мат-лы гербария БИН АН СССР, 1950, вып. 19.
- Забиров Р.Д. Оледенение Памира. М., 1955.
- Заклинская Е.Д. Типы спорово-пыльцевых спектров палеогеновых отложений различных физико-географических провинций. — В кн.: Материалы истории флоры и растительности СССР, вып. 3, М., 1958.
- Захаров С.А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, 1970.
- Зелинский А.Н. Древние пути Памира. — В кн.: Страны и народы Востока, Вып. 3, М., 1963.
- Зонн С.В. Высокогорные лесные почвы Восточного Тибета. М., 1964.
- Зубаков В.А. Ритмичность геологического развития и стратиграфическая классификация. — В кн.: Геологический сборник. Вып. 15, М., 1962.
- Зубаков В.А. Меридиональная корреляция новейших отложений Печеро-Каспийского, Обского и Енисейского бассейнов. — В кн.: Проблемы корреляции новейших отложений Севера Евразии. Л., 1971.
- Зубаков В.А., Кочегура В.В. Магнитостратиграфическое расчленение среднего-позднего плиоцена Апшеронского полуострова и Северного Предкавказья. — В кн.: Проблемы корреляции новейших отложений Севера Евразии. Л., 1971.
- Иконников С.С. Определитель растений Памира. Душанбе, 1963.
- Ильин М.М. Некоторые итоги изучения пустынь Средней Азии. — В кн.: Материалы по истории флоры и растительности СССР, вып. 2, М.-Л., 1946.
- Ильинский А.П. Растительность земного шара. М.-Л., 1937.
- Калесник С.В. Очерки гляциологии. М., 1963.
- Кистяковский А.В. Материалы по зоогеографии Памира — В кн.: Труды зоологического музея Киевск. ГУ. Т.2, Киев, 1950.
- Клунников С.И. Распространение третичных континентальных толщ на Южном Памире. — В кн.: Труды Таджикско-Памирской экспедиции, 1932 г. Л., 1934.
- Клунников С.И. Юго-Восточный Памир. — В кн.: Труды Таджикско-Памирской экспедиции, 1934 г. М.-Л., 1935.
- Клунников С.И., Стратанович В.А. Аличурское месторождение монашита и циркона. — В кн.: Труды Таджикско-Памирской экспедиции, 1932 г. Л., 1933.
- Комаров В.Д. Введение к флорам Китая и Монголии. — В кн.: Труды Главного ботанического сада, Т.29, вып. 1 СПб, 1908.
- Корженевский Н.Л. Истоки реки Таньмас. — В кн.: Известия общества для изучения Таджикистана. Ташкент, 1926.

Корженевский Н.Л. Мук-Су и ее ледники. - В кн.: Труды Гидрометеорологического отд. Среднеазиатского метеорологического института. Т.1, вып. 1. Ташкент, 1927.

Корженевский Н.Л. Алайская долина. - В кн.: Труды Таджикско-Памирской экспедиции, 1928 г. М.-Л., 1930.

Корженевский Н.Л. Озеро Кара-Куль. - В кн.: Труды Таджикско-Памирской экспедиции, 1934, Л., 1936.

Корженевский Н.Л. О морфологии и гипсометрии хребта Академии Наук СССР. - В кн.: Труды Института геологии АН УзССР. Вып. 2. Ташкент, 1948.

Коровин Е.П. Растительность Средней Азии и Казахстана. М.-Ташкент, 1934.

Костенко Н.П. Рецензия на работу В.А.Васильева „Кайнозой Памира“. (Душанбе, „Дониш“, 1966). - Бюлл. комис. по изучению четвертич. периода, 1969, № 36.

Костенко Н.П. Развитие рельефа горных стран. М., 1970.

Костенко П.Н., Иванова М.Ф. О некоторых особенностях неотектонического развития Памира. - В кн.: VIII Международному конгрессу ИНКВА. Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 2. М., 1969.

Кнопельцев И.М. Движение земной коры на Гармском полигоне по измерениям 1948-1970 г.г. - Геотектоника, 1971, № 5.

Крейтер А.А. Древнее оледенение бассейна реки Мук-Су. - В кн.: Ледник Федченко. Т.1. Ташкент, 1962.

Кречетович В.И. Осоки СССР. - В кн.: Флора СССР. Т.3. М.-Л., 1935.

Криштофович А.Н. Развитие ботанико-географических провинций северного полушария с конца мелового периода. - Сов. ботаника, 1936, № 3.

Криштофович А.Н. Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы. - В кн.: Материалы по истории флоры и растительности СССР. Вып. 2. М.-Л., 1946.

Крыжановский О.Л. Состав и происхождение наземной фауны Средней Азии М.-Л., 1965.

Кузнецов. Памиры. - Сборник географических, топографических и статистических материалов по Азии, 1864, вып. 56.

Курдюков К.В. О параллелизме геологического и палеогеографического развития Южной Ферганы и Северо-Западного Пенджаба и неоген-четвертичное время. - В кн.: Проблемы физической географии. Т.16. М., 1951.

Кучай В.К. Морфотектоническая характеристика новейших структурных форм Северного Тянь-Шаня. - В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, 1970.

Лавренко Е.М. О развитии некоторых ценоотических типов флоры Древнего Средиземья в связи с альпийским орогенезом. - Тр. Тадж. ГУ, 1961, вып. 137, биол. науки, кн. 38.

Ладыгина Г.М. К познанию растительности района ледника Федченко (долина р.Кайнды). - Бот. журн., 1962, № 3.

Левен Э.Я., Романько Е.Ф. О палеогеновых отложениях на Памире. - ДАН СССР, 1960, т.134, № 3.

Леонов Н.Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М., 1961.

- Леонов Н.Н., Сапов О.П., Соболева О.В. Каракульское землетрясение 16 октября 1963 г. - В кн.: Землетрясения в СССР в 1964 г. М., 1967.
- Литвинский Б.А. Археологические исследования на Восточном Памире и проблемы связей между Центральной Азией, Китаем и Индией в древности. - В кн.: 25 Всемирный конгресс востоковедов. М., 1960.
- Литвинский Б.А. Древние кочевники „крыши мира“. М., 1972.
- Литвинский Б.А., Окладников А.П., Ранов В.А. Древности Кайрак-Кумов. - Тр. Ин-та истории АН ТаджССР, 1962, т.33.
- Лоскутов В.В. О „третичных“ отложениях Памира - В кн.: Материалы по геологии Памира. Вып. 2. Душанбе, 1964.
- Лоскутов В.В. О скорости новейшего поднятия Памира. - В кн.: Неотектоника и сейсмоструктурология Таджикистана. Душанбе, 1969.
- Лоскутов В.В., Трофимов А.К. Древнее оледенение Северного Памира. - В кн.: Новые данные по геологии Таджикистана. Вып.1. Душанбе, 1971.
- Луканенкова В.К. Природные особенности и растительный покров Южного Памира. Л., 1971.
- Луканенкова В.К., Сидоров Л.Ф. О наивысших пределах произрастания кустарников в горах СССР. - Бот. журн., 1961, №2.
- Лукашева Е.Н. Южная Америка. М., 1958.
- Лукк А.А., Винник Л.П. Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира. - Геотектоника, 1975, № 5.
- Лукк А.А., Гангнус А.А. Глубокие землетрясения в центре материка. - Природа, 1974, № 4.
- Лукк А.А., Нерсесов И.Л. Глубокие Памиро-Гиндукушские землетрясения. - В кн.: Землетрясения в СССР в 1966 г. М., 1970.
- Максимов Е.В. Признаки общепланетарного единства в сокращении горных ледников. - Бюлл. комис. по изуч. четвертич. периода, 1966, № 31.
- Максимов Е.В. О новейших поднятиях Памиро-Алая. - Изв. ВГО, 1969, № 2.
- Максимов Е.В. Вертикальные движения Тяньшаня и Памира в голоцене. - Изв. ВГО, 1972а, № 5.
- Максимов Е.В. Ритмическая сущность плейстоцена. - Мат-лы гляциол. иссл., 1972б, вып. 19.
- Максимов Е.В. Масштабы тектонического воздымания Патагонских Анд. - Изв. ВГО, 1974, № 4.
- Максимов Е.В., Авдеев В.М. О западной границе области голоценовых воздыманий Памира. - Вестн. ЛГУ, 1973, № 12.
- Мандельштам А.М. Материалы к историко-географическому обзору Памира и припамирских областей. - Тр. АН ТаджССР, 1957, т. 53.
- Марков К.К. Геоморфологический очерк Северного Памира и Вахи по наблюдениям 1932-1933 гг. - В кн.: Труды 2-го Международного полярного года. Т.1. Памир. Л., 1936.
- Марков К.К. О проблеме древнего оледенения гор Средней Азии. - В кн.: Проблемы физической географии. Вып. 4. М.-Л., 1937.
- Марков К.К. О рабочей схеме стратиграфического расчленения четвертичных отложений Киргизии. - Уч. зап. САИГИМС, 1960, вып. 4.
- Марков К.К. Палеогеография материков и океанов в плейстоцене. - В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968.
- Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период. Т.3. М., 1967.

М а с с о н М.Е. Яйца страусов в Узбекистане. - Социалистическая наука и техника, 1935, № 5.

М а ц е н к о А.Е. Обзор рода *Abies* Mill. - Бот. мат-лы гербария Бот. ин-та АН СССР, 1964, вып. 22.

М е л ь н и к Г.Г., Д е н и к а е в Ш.Ш., Р о м а й к и н В.И. К стратиграфии и истории формирования четвертичных отложений Восточного Памира. - В кн.: Тезисы докладов и сообщений I Таджикского республиканского совещания по изучению четвертичного периода, Сталинабад, 1959.

М е с х и А.М. Магматические комплексы зоны Юго-Восточного Памира. Душанбе, 1964.

М е щ е р я к о в Ю.А. Рельеф СССР. М., 1972.

М и р з а е в К.М. Древнее оледенение северного склона восточной части Заалайского хребта. - Изв. АН СССР, сер. геогр., 1952, № 6.

М о с к в и н А.В. Геологический очерк северо-восточных склонов хребта Петра I. - В кн.: Труды Таджикско-Памирской экспедиции, 1933 г. Л., 1936.

М у р з а е в Э.М. Географические особенности Куньлуня. - В кн.: Куньлунь и Тарим. М., 1961.

М у р з а е в Э.М. Природа Синьцзяна и формирование пустынь Центральной Азии. М., 1966.

М у ш к е т о в Д.И. Оледенение Ферганы и Алтая. - Изв. РГО, 1917-1918 гг., т. 53.

Н а л и в к и н Д.В. Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в горную Бухару и на Западный Памир. - Изв. РГО, 1916, вып. 3.

Н а л и в к и н Д.В. Обзор геологии Памира и Бадахшана. - Тр. ВГГО НКТП СССР, 1932, т. П, вып. 182.

Н а л и в к и н Д.В. Учение о фациях. Т. 2. М.-Л., 1956.

Н а р з и к у л о в М.Н. Новый род тли *Eichinaphis* Narz. gen. nov. (Hom. Aphididae) из Восточного Памира. - В кн.: Труды Памирской биостанции. Вып. I. Душанбе, 1963.

Н е в с к и й С.А. Материалы к флоре Кугитанга и его предгорий. - Тр. Бот. ин-та АН СССР, сер. I, 1937, вып. 4.

Н е с м е я н о в С.А. О единой стратиграфической схеме континентальных новейших отложений Средней Азии и Казахстана. - В кн.: Жизнь земли. М., 1971.

Н и к о л а е в В.А. Геологическое строение северного склона Аличурского хребта. - В кн.: Труды Таджикско-Памирской экспедиции, 1933 г. Л., 1934.

Н и к о л а е в В.А. Очерк магматической геологии Памира и Дарваза. - В кн.: Научные итоги Таджикско-Памирской экспедиции. М.-Л., 1936.

Н и к о н о в А.А. К обоснованию стратиграфии верхнеплистоценовых и четвертичных отложений Афгано-Таджикской депрессии. - Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1972, № 39.

Н и к о н о в А.А., П а х о м о в М.М. К стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Юго-Западного Памира. - ДАН СССР, 1966, т. 171, № 4.

Н и к о н о в А.А., Р а н о в В.А. К характеристике средне-верхне-плейстоценовых отложений р.Яксу в свете новых данных. - ДАН Тадж. ССР, 1971, т. 14, № 12.

О в ч и н н и к о в П.Н. К истории растительности Юга Средней Азии. - Сов. ботаника, 1940, № 3.

О в ч и н н и к о в П.Н. Основные направления видообразования в связи с происхождением типов растительности Средней Азии. - Тр. АН Тадж. ССР. 1955, т. 31.

- Павлов Н.В. Ботаническая география СССР, Алма-Ата, 1948.
- Панов Д.Г. Количественная оценка неотектонических движений материковых платформ. - В кн.: Проблемы неотектоники, Тез. докл. М., 1964.
- Панфилов Д.В. Юго-Западный Китай (Юльняньский район). - В кн.: Физическая география Китая М., 1964.
- Паффенгольц К.Н. Геологическое строение Южно-Каракульского района Восточного Памира. - В кн.: Труды Памирско-Таджикской экспедиции, 1933 г. Л., 1934.
- Пахомов М.М. Ископаемая плиоцен-древне-четвертичная флора Юго-Западного Памира. - ДАН СССР, 1964, т. 156, № 2.
- Пахомов М.М. Плиоцен-четвертичные флоры Памира и их значение для палеогеографии и биостратиграфии (по данным спорово-пыльцевого) анализа, Автореф. канд. дис. М., 1965.
- Пахомов М.М. История растительности Салангурской котловины как пример деградации лесной флоры Восточного Памира. - Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода, 1969, № 36.
- Петрушевский Б.А. Некоторые особенности тектоники Памира. - Бюл. МОИП, сер. геол., 1961, № 4.
- Письякова В.В. *Schoenoxiphium hissaricum* Pissjuk, sp. nova - представитель нового для СССР рода. - Бот. мат-лы гербария БИН АН СССР, 1950, т. 12.
- Попов В.И. Материалы по истории древнего оледенения Памира, Бадахшана и Дарваза. - Тр. ВГО НКТП, 1932, вып. 242, М.-Л.
- Попов М.Г. Основные периоды формообразования и иммиграции во флоре Средней Азии в век антофитов и реликтовые типы этой флоры. - В кн.: Проблема реликтов во флоре СССР, Т. I. М.-Л., 1938.
- Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н. Палеомагнитная корреляция плиоцен-плейстоценовых отложений Приобья и Приднестровья. - В кн.: Проблемы корреляции новейших отложений Севера Евразии. Л., 1971.
- Потапов Р.Л. Птицы Памира. - Тр. ЗИН АН СССР, 1966, т. 39.
- Рабочая схема стратиграфии четвертичных (антропогенных) отложений Средней Азии и Южного Казахстана. Ташкент, 1961.
- Райкова И.А. Климат и растительность Памира. - В кн.: Тезисы докладов конференции по с.-х. освоению Памира. Л., 1936.
- Ранов В.А. Первые памятники каменного века на Памире. - В кн.: Материалы второго совещания археологов и этнографов Средней Азии. М.-Л., 1959.
- Ранов В.А. Наскальные рисунки у кишлака Лянгар. - Изв. отд. обществ. наук АН ТаджССР, 1960, вып. I (22).
- Ранов В.А. О сопоставлении археологических данных со стратиграфией четвертичных отложений Таджикистана. - Изв. отд. обществ. наук АН ТаджССР, 1961а, вып. I (24).
- Ранов В.А. Рисунки каменного века в гроте Шахты. - Сов. этнография, 1961б, № 6.
- Ранов В.А. Каменный век Таджикистана, Душанбе, 1963.
- Ранов В.А. Каменный век Таджикистана. Вып. I. Палеолит. Душанбе, 1965.
- Ранов В.А. Гурский А.В. Краткий обзор наскальных рисунков Горно-Бадахшанской автономной области Таджикской ССР. - Сов. этнография, 1966, вып. 2.
- Ранов В.А., Несмеянов С.А. Палеолит и статиграфия антропогена Средней Азии. Душанбе, 1973.

Ранов В.А., Сидоров Л.Ф. К вопросу об изменениях природных условий Памира в голоцене. - ДАН ТаджССР, 1960, т.3, № 3.

Ранов В.А., Сидоров Л.Ф. Развитие природы Памира как среды существования человека. - В кн.: Страны и народы Востока, Вып.4, М., Л., 1965.

Растительный покров СССР. М.-Л., 1956.

Рейман В.М., Сидоров Л.Ф. О древнем оледенении Юго-Восточного Памира. - ДАН СССР, 1962, т.147, №2.

Ренгартен В.П. Геологическое строение района Мургаб-Истык на Восточном Памире. - В кн.: Труды Таджикско-Памирской экспедиции 1933 г. Л., 1935.

Рерих Ю.Н. Кочевые племена Тибета. - В кн.: - Страны и народы Востока, Вып. 2, М., 1961.

Рубцов Н.И. Растительный покров Казахстана. Алма-Ата. 1952.

Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры, М., 1969.

Сапов О.П. К неотектонике Рушанского хребта. - ДАН ТаджССР, 1964, т.7, №71.

Сапов О.П. Палеогеографическое значение новейших угловых деформаций древних эрозионных уровней Заалайского хребта. - Изв. ВГО, 1969а, №5.

Сапов О.П. Альпийская тектоника области сочленения Памира и Тянь-Шаня. Автореф. канд. дис. Душанбе, 1969б.

Сапов О.П. К палеогеографии четвертичного периода Северного Памира. - В кн.: Страны и народы Востока, Вып. 16, М., 1975.

Сапов О.П., Сидоров Л.Ф. Леночные глины Анджара и их палеогеографическое значение. - Изв. ВГО, 1967, № 6.

Сапов О.П., Сидоров Л.Ф. Долинные перевалы и особенности развития Памира в плейстоцене. - Изв. ВГО, 1972а, № 4.

Сапов О.П., Сидоров Л.Ф. О Ляхшском моренно-террасовом комплексе. - В кн.: 25 Герценовские чтения. География и геология. Л., 1972б.

Сапов О.П., Файзиев Р.Р. Основные этапы развития оледенения Юго-Восточного Памира. - ДАН АН ТаджССР, 1968, т.11, № 11.

Сваричевская З.А. Геоморфология Казахстана и Средней Азии, Л., 1965.

Селиванов Е.И. К палеогеографии Таримской впадины. - ДАН СССР, 1959, т.127, № 4.

Селиванов Р.И. Поверхности выравнивания и рельеф Памира. ДАН ТаджССР, 1957, вып. 20.

Селиванов Р.А. О древнем оледенении бассейна р.Шах-Дара на Западном Памире - Тр. Тадж. фил. АН СССР, т.49.

Серебряный Л.Р. Позднечетвертичный этап развития северо-европейского покровного оледенения. Автореф. док. дис. М., 1973.

Сидоренко Г.Т. К вопросу о так называемых „нагорных ксерофитах“. - Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, 1949, вып. 18.

Сидоров Л.Ф. К вопросу о древнем оледенении Памира. - ДАН СССР, 1959а, т. 127, № 4.

Сидоров Л.Ф. К находке *Carex pycnostachya* Kar.et Kir. на Памире. - Бот. журн., 1959 б, № 3.

Сидоров Л.Ф. О некоторых экологических и фитоценологических особенностях *Carex duriusculiformis* V. Krecs. - Изв. отд. с.-х. и биол. наук АН ТаджССР, 1960, вып. 1(2).

Сидоров Л.Ф. К характеристике лугов верховьев Шахдары. - Изв. отд. с.-х. и биол. наук АН ТаджССР, 1961, вып. 1(4).

Сидоров Л.Ф. Развитие растительного покрова Памира в послеледниковое время. - Бот. журн., 1963, № 5.

Сидоров Л.Ф. О границе между Передней и Центральной Азией. - Изв. ВГО, 1964, № 6.

Сидоров Л.Ф. Наложение морен на Памире как свидетельство новейших поднятий. - Изв. ВГО, 1965 а, № 1.

Сидоров Л.Ф. К истории лесов на Памире. - В кн.: 18 Герценовские чтения, География и геология, Л., 1965 б.

Сидоров Л.Ф. Эоловые процессы и формирование поверхности Памирского нагорья в голоцене - Изв. ВГО, 1968а, № 2.

Сидоров Л.Ф. Признаки раннечетвертичного оледенения Памира. - В кн.: 21 Герценовские чтения, География и геология, Л., 1968 б.

Сидоров Л.Ф. О скорости современных поднятий Заалайского хребта и возможности их инструментальных измерений. - Докл. ГО СССР, 1970, вып. 16.

Сидоров Л.Ф. Памир и Бадахшан. К истории развития рельефа. Изв. ВГО, 1972, № 2.

Сидоров Л.Ф. Что же все-таки назвать Памиром? - В кн.: Страны и народы Востока. Вып. 16, М., 1975.

Сидоров Л.Ф., Потапов Р.Л. К истории лесов Памира и прилегающих областей в позднечетвертичное время. - Бот. журнал, 1965, № 6.

Сидоров Л.Ф., Сапов О.П. К четвертичной истории рельефа в бассейне озера Яшилкуль на Памире. - Изв. ВГО, 1965, № 6.

Сидоров Л.Ф., Сапов О.П. Новейшие поднятия Памира и Заалайского хребта и особенности их древних оледенений. - Докл. ГО СССР, 1970, вып. 16.

Синицын В.М. О геологической границе Куньлуньских и Тяньшаньских структур в Памиро-Алайском сближении. - Изв. АН СССР, сер. геол. вып. 16, 1945.

Синицын В.М. К четвертичной истории Таримской впадины. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1947, № 3.

Синицын В.М. Общая схема тектоники Высокой Азии. - Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1955.

Синицын В.М. Центральная Азия, М., 1959.

Синицын В.М. Палеогеография Азии. М.-Л., 1962.

Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л., 1967.

Скворцов Ю.А. Неотектоника гор Средней Азии. - Бюлл. Среднеазиатск. ГУ, 1938, вып. 3.

Скерский Краткий очерк Памира. - Сб. геогр. топогр. и статистических материалов по Азии, 1852, вып. 50.

Снесарев А.Е. Северо-Индийский театр (военно-географическое описание). Ч. I и II, Ташкент, 1903.

Сочава В.Б. Растительный покров СССР. Т.1. М.-Л., 1956.

Станюкович К.В. С какой скоростью меняется природная обстановка на Памире. - Изв. ВГО, 1965, № 1.

Станюкович К.В., Кривоногова М.Б., Ладыгина Г.М., Сидоров Л.Ф. Растительные пояса на Заалайском и Алайском хребтах в бассейне Кашгарской Кызыл-Су. - Изв. отд. естественных наук АН ТаджССР. 1956, № 16.

- Су с л о в В.Ф. К вопросу о происхождении долины ледника Федченко. - Изв. Фил. ГО СССР АН УзССР, 1962, т.6.
- Т а л и п о в М.А., К о р о л е в В.Г. Джергаланский разрез как стратотип четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня. - В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня, Фрунзе, 1970.
- Т о л м а ч е в А.И. Ледниковый период и история развития растительности Памиро-Алая. - Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1944, вып. 7
- Т о л м а ч е в А.И. Наблюдения над *Cousinia fedtschenkoana* С. Winkl. и некоторые вопросы генезиса нагорно-ксерофитной растительности Средней Азии. - Бот. журн. 1949, № 1.
- Т о л м а ч е в А.И. К истории возникновения и развития темнохвойной тайги. М.-Л., 1954.
- Т р о ф и м о в А.К. Некоторые вопросы четвертичной геологии Памира. - Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук 1967, вып. 4(26).
- Т р о ф и м о в А.К. Площадь распространения и основные этапы развития четвертичного оледенения Памира и Гиссаро-Алая. - Изв. ВГО, 1968, № 6.
- Т р о ф и м о в А.К. О режиме ледников Памира в голоцене. - Изв. ВГО, 1969, № 2.
- Т р о ф и м о в А.К. Тектонический и климатический факторы в истории древнего оледенения гор Средней Азии (Памир и Гиссаро-Алай). - В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня, Фрунзе, 1970.
- Т р о ф и м о в Т.Т. Новый род и вид растения для флоры СССР. - Природа, 1950, № 1.
- Т у р б и н Л.И., А л е к с а н д р о в а Н.В. Проблемы оледенения Тянь-Шаня. - В кн.: Географические исследования в Киргизии, Фрунзе, 1970.
- Т у р б и н Л.И., С а б д ю ш е в Ш.Ш., Ч е р е п а н о в А.А., Ы н у ш е в и ч Ю.Д. Антропоген Киргизского Тянь-Шаня. - В кн.: Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Северной Киргизии, Фрунзе, 1965.
- Ф е д о р о в А.А. Флора Юго-Западного Китая и ее значение для познания растительного мира Евразии. - В кн.: 10 Комаровские чтения, М.-Л., 1957.
- Ф е д о р о в и ч Б.А. Характер и количество оледенений Тянь-Шаня. Уч. зап. САИГИМС, 1960, вып. 4.
- Ф е д ч е н к о О.А. Четвертое дополнение к флоре Памира. - Тр.СПб, бот. сада, 1908, т.28, вып. 3.
- Ф и н ь к о Е.А., Э н м а н В.Б. Современные движения земной поверхности в зоне Сурхобского разлома. - Геотектоника, 1971, № 5.
- Ф л о р а СССР. Т.1. М.-Л., 1934.
- Ф л о р а Таджикистана. Т.1. М.-Л., 1957.
- Ч е д и я О.К. Современное и древнее оледенение Северного Дарваза и южного склона хребта Петра I. - Уч. зап. Тадж. ГУ, 1955, т. 6, вып. 1.
- Ч е д и я О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе, кн. I - 1971; кн. II - 1972.
- Ч е д и я О.К., В а с и л ь е в В.А. О характере и возрасте древнего оледенения северного склона хребта Петра I. - Тр. Тадж. ГУ, 1960, т.28.
- Ч е д и я О.К., Л о с к у т о в В.В. Палеогеография Памира и сопредельных стран в плиоцен-раннечетвертичное время. - В кн.: Четвертичный период и его история, М., 1965.

Чернышов В.И. Фауна и экология млекопитающих тугаев Таджикистана. - Тр. АН ТаджССР, 1958, т.85.

Чигарев Н.В. Изучение плейстоценовых тектонических движений Юго-Западного Памиро-Алая методами геоморфологического анализа (в связи с сейсмичностью). Автореф. канд. дис. М., 1971.

Чуенко П.П. К геологии западной части Музкольского хребта. - В кн.: Труды Таджикской комплексной экспедиции, 1932 г. М.-Л., 1934.

Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. - Зап. ГО СССР, 1957, т.16, нов. сер.

Шнитников А.В. Современная фаза внутренней изменчивости горного оледенения северного полушария. - Изв. ВГО, 1961, № 1.

Штегман Б.К. Осложненные типы авиафауны Тянь-Шаня и их генезис. - Вестн. АН КазССР, 1964, вып. 7-8.

Юнатов А.А. К познанию растительного покрова Западного Куньлуня и прилегающей части Таримской впадины. - В кн.: Куньлунь и Тарим. М., 1961.

Янковская А.И. Фауна теплых родников Восточного Памира. Фаунистика и экология животных. М.-Л., 1965.

Enquist F. Der Einfluss des Windes auf die Verteilung der Gletscher. - Bull. Geol. Inst., Upsala, 1917, H. 14.

Ficker H. Bemerkungen über das Klima Pamirgebietes. - Met. Zeit., 1933, Bd. 4, H. 3.

Handel-Mazzetti H. Übersicht über die wichtigsten Vegetationstufen und Formationen von Junnan und S-W Szechuan. - Engl. Bot. Jahrb., 1921, 61.

Handel-Mazzetti H. Symbolae Sinicae botanische Ergebnisse der Expedition der Academie der Wissenschaften in Wien nach Südwest-China 1914-1918. V. 1-7. Wien, 1929-1937.

Hendge L., Wendelbo P. Studies in the flora of Afghanistan. V. 1, mat.-natur. ser., N, 18, Bergen-Oslo, 1964.

Hemsley W.B. The flora of Tibet or High Asia. - J. Linnean Soc., London, 1902, V. 35, Botany, N 244.

Kitamura S. Flowering Plants of West Pakistan, Plant of West Pakistan and Afghanistan. Kyoto, 1964.

Kleibelsberg R. Beträge zur Geologie Westturkestans. Innsbruck, 1922.

Mani M.S. Introduction to high altitude entomology. Insect life above the timber line in the North-West Himalaya. London, 1962.

Manley G. On the occurrence of ice domes and permanently snowcovered summits. - J. Glaciol., 1955, N 17.

Misra V.N., Mate M.S. (Ens.). Indian Prehistory. 1964. Deccan College, Poona, 1965.

Movius H. Early man and Pleistocene stratigraphy in Louthern and Eastern Asia. - Papers Peabody Mus. Am. Arch. and Ethn. Harvard Univ., 1944, v. 19, N 3, Cambridge.

Movius H. The Lower Paleolithic cultures of Southern and Eastern Asia. - Transac. Amer. Philosoph. Soc., 1949, v. 38, pt. 4, Philadelphia.

Nöth L. Geologische Untersuchungen im nordwestlichen Pamir-Gebiet und mitteren Transalai. - Wiss. Erg. d.

Alai-Pamir Expedition, 1932, T. 2, Bd. 1-2.

P u m p e l l i R.W. Phisography of central Asian Deserts and Oasis. - Exploration in Turkestan, V.II. Washington, 1908.

P u r i C.S. Indian forest ecology, 2. Calcutta, 1960.

R a n o v V.A., S i d o r o v L.F. The Pamirs as Man's habitat. - In.: The countries and peoples of the East. Selected Articles. Moscow, 1974.

R e h d e r A. Manual of Cultivated Trees and Scrubs. New York, 1949.

S a n k a l i a H.D. Prehistory and Protohistory in India and Pakistan. Bombay, 1963.

S a n k a l i a H.D. Early Man in Ice Age Kashmir. - Scien. Today, 1969. V. 4, N 6.

S c h w e i n f u r t h U. Die horizontale und vertikale Verbeitung der Vegetation im Himalaya. Bonn, 1957.

T e r r a H. de, P a t e r s o n T.T. Studies on the ice age in India and associated human cultures. - Carneg. Inst. Washington, 1939, Publ. N 493.

T r o l l C. Das Pflanzenkleid des Nanga-Parbat. Begleitworte zur Vegetationskarte der Nanga-Parbat-Gruppe (HV - Himalaya) 1:50 000. Leipzig, 1939.

W a r d F.K. A plant hunter in Tibet. London, 1934.

W a r d F.K. Botanical and geographical exploration in Tibet, 1935, - Geogr. L., 1936, V. 88, N 5.

# О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение .....	3
Глава I. Древнечетвертичный этап развития природы Памира .....	8
1. С нижней границе четвертичной системы .....	8
2. Свидетельства раннеплейстоценового оледенения .....	14
3. Реконструкция древнейшей гидросети .....	20
4. К палеогеографии раннего плейстоцена .....	25
Глава II. Этап становления современного рельефа Памира .....	32
1. О коренной перестройке рельефа в первом межледниковье ..	32
2. Особенности среднеплейстоценового оледенения .....	37
3. Характерные черты среднеплейстоценовой растительности ...	55
4. Основы палеогеографии среднего плейстоцена .....	60
Глава III. Конец плейстоцена на Памире .....	67
1. Особенности последнего межледниковья .....	67
2. Обзор позднеплейстоценового оледенения .....	71
3. О растительности и животном мире последних этапов плейстоцена .....	80
4. Палеогеография эпох, завершающих ледниковый период .....	89
Глава IV. Эпоха послеледникового развития природы Памира .....	95
1. Особенности формирования поверхности .....	95
2. Пути развития растительности и животного мира .....	103
3. Природа Памира как среда обитания человека .....	108
Глава V. Схема четвертичной палеогеографии Памира .....	113
Глава V1. Проблемы четвертичной палеогеографии Памира .....	114
1. О корреляции палеогеографических схем Памира, Тяньшаня, сопредельных им территорий и Каспийской области .....	114
2. Темпы поднятий в плейстоцене и голоцене .....	120
3. О возможности прогнозирования смен природных условий в горах Высокой Азии .....	125
Заключение .....	128
Литература .....	133

1 р. 60 к.

3124